Die jüngsttertiäre (sarmatisch-pannonisch-höherpliozäne) Auffüllung des Pullendorfer Beckens (= Landseer Bucht E. Sueß') im mittleren Burgenland und der pliozäne Basaltvulkanismus am Pauliberg und bei Oberpullendorf — Stoob

Von Arthur Winkler-Hermaden w. M.

(Vorgelegt in der Sitzung am 26. April 1962)

Mit 5 Textabbildungen, 5 Tafeln mit je 2 Lichtbildern in Schwarzdruck und 3 Tafeln in Farbdruck

Inhalt

Vorbemerkung

Der Zweck der vorliegenden Mitteilung besteht darin, auf Grund eingehenderer eigener Untersuchungen, welche schon 1910 als Student durch Studium des basaltischen Paulibergs bei Landsee am Saum des Pullendorfer Beckens und des Basalts von Oberpullendorf begonnen wurden und worüber 1913 und 1914/15 berichtet worden ist; welche weiters anläßlich von fachlichen Begutachtungen vorgenannter Basaltlager speziell in den Jahren 1953 und 1954 fortgesetzt und schließlich in erweitertem Ausmaß durch wissenschaftliche Studien in den Jahren 1959, 1960, 1961 und im Vorfrühling 1962 zum Abschluß gebracht wurden. Bei diesen Arbeiten erfolgte in den letzten Jahren eine enge Zusammenarbeit mit Herrn Prof. Dr. K. Schoklitsch (Graz). Bei den erforderlichen Exkursionen im Terrain erfreute ich mich der sehr interessierten Mitwirkung des Herrn Dr. techn., Dipl.-Ing. G. Nitsche (Feldbach-Graz) und der Mithilfe meiner wissenschaftlichen Hilfskräfte, der Herren W. Pollak und H. Fischer. Ganz besonderen Dank schulde ich Herrn Direktor Dr. techn. Dipl.-Ing. Herwart Braunegg, Hochwang, Württemberg, welcher die Liebenswürdigkeit hatte, den Druck der 3 Farbtafeln zu widmen, wofür auch an dieser Stelle meine Erkenntlichkeit zum Ausdruck gebracht sei.

Die hohe österreichische Akademie der Wissenschaften bitte ich, meinen ergebensten Dank für die Gewährung von Subventionen für Tertiär- und Quartärstudien am östlichen Zentralalpensaum, die mir in den Jahren 1958—1960, welche die Durchführung auch der vorliegenden Studien sehr förderten, entgegenzunehmen!

Ein besonderer Anlaß für die neuerliche Durchführung der schon in früher Jugendzeit begonnenen Studien im Pullendorfer Becken (Landseer Bucht) ergab sich aus dem Umstand, daß trotz der geologischen Aufnahme von F. Kümel (1928—1933, 1935—1937, Nachträge 1951—1952) im Mittelteil der Landseer Bucht und trotz des Vorliegens der auf Grund der vorerwähnten Aufnahmen verfaßten „Erläuterungen zur Geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz", herausgegeben nach dem Tode von F. Kümel durch H. Küpper (1957), bedeutende Differenzen in stratigraphischer, morphologischer und vulkanologischer Hinsicht zwischen den vorgenannten Autoren und dem Verfasser[1] dieser Zeilen und den petrographisch-geologischen Studien von L. von Jugovics (1939) am Pauliberg bestehen, die meiner Ansicht nach zum Teil prinzipielle Gesichtspunkte berühren. Es wird sich aus dieser Abhandlung

[1] in A. Winkler-Hermaden: „Geologie von Österreich", Abschnitt II, S. 422—485.

ergeben, daß — unbeschadet der durch die Neukartierung eines ausgedehnten Teils des Landseer Beckens erzielten mehrfachen Fortschritte — doch in wesentlichen Punkten, besonders stratigraphischer und vulkanologischer Natur, vom Verfasser eine wesentlich abweichende Auffassung gegenüber F. KÜMEL, H. KÜPPER und einem Teil von des letzteren Mitarbeitern vertreten werden muß.

I. Die geologisch-geomorphologische Erforschungsgeschichte der Landseer Bucht (Pullendorfer Becken)

Von einigen älteren Angaben abgesehen, fällt die erste systematische Darstellung der Geologie der Landseer Bucht mit der übersichtlichen geologischen Landesaufnahme großer Teile Ungarns inmitten der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts durch die damals neugegründete ungarische geologische Reichsanstalt zusammen.

In den siebziger Jahren des 19. Jahrhunderts hat K. HOFMANN, mit seinen Mitarbeitern J. STÜRZENBAUM und B. v. INKEY, das Rechnitzer Schiefergebirge, das den Südsaum eines Teils der Landseer Bucht bildet und den damals noch auf ungarischem Boden gelegenen, westlichen und nördlichen Randsaum (mit dem Brennberger Gebiet) des Pullendorfer Beckens geologisch aufgenommen. In ausgezeichneter Weise wurde eine Schichtgliederung des Tertiärs gegeben, welche — nach den in dieser Studie niedergelegten Ergebnissen — meist den Beobachtungsbefunden gut gerecht wurde. So wurden von K. HOFMANN am Westsaum der Landseer Bucht vom Norden bis nahe an das Rechnitzer Schiefergebirge heran ein Streifen durch Fossilien belegter sarmatischer Schichten festgestellt, welche die Kristallininseln bei, westlich und südwestlich von Oberpullendorf—Stoob überdecken und am westlichen Grundgebirgssaum der Landseer Bucht teils auf „untermediterranen", mächtigeren Blockschottern, Schottern und Sanden auflagern (am Südwestsaum des Beckens), weiter nördlich aber, bis über Kobersdorf hinaus, unmittelbar über das kristalline Grundgebirge der Buckligen Welt übergreifen. Am Nordsaum des Pullendorfer Beckens (Landseer Bucht) erstreckt sich, aus dessen Beckenfüllung gegen Norden emportauchend, die Fortsetzung des nunmehr in die Ostrichtung umgebogenen Zuges der sarmatischen Schichten weiter, welche hier von mächtigeren Liegendkomplexen, u. zw. „obermediterranen" marinen Schichten und darunter von Blockschottern, Schottern und Sanden des Untermediterrans, deren Basis die kohleführenden, tonigen Schichten des Brennberger Reviers bilden, unterlagert werden. Innerhalb des Landseer Beckens nehmen dann, nach HOFMANN, die „pontischen Schichten" in breiten Flächen dieses ein, die stellenweise von Löß und diluvialen Schottern überdeckt werden.

Aus der geologischen Aufnahme K. HOFMANNS und seiner Mitarbeiter erwuchs auch die erste Untersuchung des Basalts des Pauliberges von Landsee, welcher am Saum des Kristallins gegen das Becken in einer Seehöhe von ca. 700—750 m auftritt und durch BELA VON INKEY (1878) studiert wurde. Dieser stellte im Basalt den Einschluß eines grobkörnigen „doleritischen" Gesteins fest, was als eine intrusive Spaltenfüllung im Basalt anzusehen sei. Er gibt bereits eine petrographische Beschreibung des Basalts und des letzteren Gesteins.

Es vergingen über 30 Jahre, bis der Basalt am Pauliberg, u. zw. durch den Schreiber dieser Zeilen, neuerlich, diesmal zusammen mit dem ca. 10 km davon entfernten, im Becken auftretenden Basalt von Oberpullendorf, studiert wurde, worüber eine kleine Studie (noch als Student verfaßt) im Jahre 1913 veröffentlicht wurde. Einige neue geologische Ergebnisse, so über die Ausdehnung des Dolerits und über eine, seit der Eruption erfolgte bedeutende Abtragung des Basalts, sind in dieser Mitteilung enthalten. Anschließend daran (Ztsch. Vulkanologie 1914/1915) wurde der „Dolerit", bei näherer petrographischer Beschreibung, als hybabysisches Gestein, ähnlich einem Theralit, gekennzeichnet und auch der Basalt von Oberpullendorf petrographisch von mir beschrieben.

Im Jahre 1922 veröffentlichte der ungarische Geologe E. R. SCHMIDT eine Mitteilung über den Basalt von Oberpullendorf und über jenen vom Pauliberg, wobei er an acht Dünnschliffbildern interessante petrographische Details zur Darstellung bringt. In geologischer Hinsicht wird nur der schon festgestellte Durchbruch der Basalte am Pauliberg durch die kristallinen Gesteine erwähnt und hierbei ein Abfluß der Lava an den Berghängen vorausgesetzt. In der Deutung des „Dolerits" als Schlotfüllung stimmt der Verfasser meiner, 1913 geäußerten Auffassung zu. Auf einer Kartenskizze verzeichnet der Autor das Auftreten sarmatischer Kalke an der kristallinen Nord-Nord-Ost-Abdachung des Paulibergs beim Dachsbründl, eines Erosionsrestes einer früher verbreiteteren Sedimentdecke.

Der Basalt von Oberpullendorf—Stoob wird in seinem Aufbau an Hand einer Kartenskizze und eines Profils erläutert. Aus der Karte ergibt sich eine Zweiteilung des Basaltkörpers durch das Tal des Stoober Bachs. Im geologischen Profil durch den SW-Teil des Basaltkörpers wird auf Grund von 3 Bohrungen (darunter einer solchen von über 60 m Tiefe) und einer Brunnengrabung die Lagerung und Mächtigkeit des Basalts über dem Kristallin, dem er aufruht, festgelegt. An der SW-Flanke der Hauptkuppe bildet der Basalt eine mächtigere Überdeckung über dem Kristallin, während an der NO-Flanke die gegenwärtig vorhandene Basaltauflagerung nur eine geringe Mächtigkeit aufweist. Im übrigen bedeckt die Basaltmasse eine Aufragung eines vorbasaltischen Kristallinreliefs von ca. 100 m Höhe an deren Flanken. Der obere Teil der Basaltmasse an der Westflanke wird von mächtigeren Basaltschlackenmassen, welche mit der Unterlage annähernd konform abfallen, bedeckt. Die Ausbruchsstelle sei auf der Anhöhe westlich des Ortes Oberpullendorf (Fenyös erdö) gelegen, wo mehrere Eruptivgänge vermutet werden können. Pontische Schichten grenzen an und überlagern teilweise den Basalt.

Es dauerte noch eine längere Zeit, bis die jungtertiären Sedimente der Landseer Bucht und seiner Umrahmung neuerdings studiert wurden. Erst im Jahre 1931 hat R. JANOSCHEK die Ergebnisse seiner, auf Anregung von Prof. F. E. SUESS und dem Schreiber dieser Zeilen begonnenen und anfänglich auch bei gemeinsamen Exkursionen mit dem letzteren am Nordsaum der Landseer Bucht im Brenntenriegel-Brennberg-Gebiet durchgeführten, geologischen Aufnahmen im Raum zwischen dem Nordostabfall des Rosaliengebirges und dem kristallinen Gebirgssporn bei Ödenburg (Sopron) — soweit auf österreichischem Boden gelegen — veröffentlicht, nachdem 1930 M. VENDL seine wertvollen Studien über das Jungtertiär im anschließenden ungarischen Teil der Brennberg-Insel publiziert hatte. Die Studien von R. JANOSCHEK haben, zusammen mit jenen von M. VENDL (1930, 1933), wichtige Ergebnisse über die Gliederung des mittleren und jüngeren Miozäns und Pannons am nördlichen Beckensaum der Landseer Bucht und an der Brennberg-Wölbung erbracht; insbesondere durch eine Detailgliederung der vortortonischen (bzw. tieftortonischen) Miozänablagerungen; durch Aufgliederung der tortonischen Horizonte, ihrer Charakterisierung und kartenmäßigen Festlegung; durch die genauere Begrenzung der sarmatischen Zone am Nordsaum der Landseer Bucht, welche dort gegen das östliche Ende des Randsaums eine stärkere Reduktion durch das Vordringen pannonischer Schichten gegen Norden erfährt; durch den Nachweis höhergelegener, oberpliozäner und quartärer Schotter-Lehmdecken; schließlich durch eine Aufklärung der Wölbungs- und Bruchtektonik der Brennberg-Ödenburg-Scholle. Soweit Beziehungen zu den Ergebnissen der vorgenannten Forscher im Rahmen der eigenen Untersuchungen, welche speziell den Mittelteil der Landseer Bucht betreffen, bestehen, wird auf diese an gegebener Stelle hingewiesen werden.

Im Jahre 1931 veröffentlichte R. MAYER in den Denkschriften der Akad. d. Wiss. in Wien eine monographische Darstellung der „Morphologie des mittleren Burgenlandes". Diese Arbeit leidet zwar sehr unter dem Mangel, daß sie auf noch veraltete geologische Grundlagen, die speziell die Altersentwicklung der Landschaft betreffen, seine Schlußfolgerungen aufbaute. Es ist allerdings dem Autor zugute zu halten, daß die Ergebnisse der am Saum der Landseer Bucht und am Südrand des Nordostsporns der Zentralalpen und über die Friedberg—Pinkafelder Bucht im Zuge befindlichen tertiärgeologischen Untersuchungen erst 1933 erschienen sind. Trotzdem enthält diese Studie manche wertvolle Feststellungen über die Morphologie des Landseer Beckens und seiner Umrahmung, von denen einige, unser Arbeitsgebiet betreffende bzw. auf den unmittelbar anschließenden Raum bezugnehmende Ergebnisse hier gekennzeichnet werden, zumal diese in späteren Arbeiten nicht die gebührende Beachtung erfahren haben:

1. Die Feststellung, daß die ausgedehnte Rumpffläche der Buckligen Welt und der südlich anschließenden Landschaft um Bernstein, die sich beträchtlich und ziemlich unvermittelt über die Landseer Bucht erhebt, jünger ist als die Ablagerungen des unteren Mediterrans, deren tektonisch stark gestörte Schichten sie übergreift. Sie wäre das Ergebnis einer Abtragung, die erst mit der zweiten Mediterranstufe begonnen habe, eine Auf-

fassung, die jener, welche von A. AIGNER (1925/26 S. 231) für die verbreiteten tieferen und höheren Randflächen am Saum des steirischen Beckens geäußert worden war, nahekommt.

2. Das Alter dieser Rumpffläche, welche als vorpliozän angesehen wird, ist wesentlich jünger als eine am Nordostsporn der Zentralalpen anzunehmende „mittelmiozäne Abtragsfläche", welche schon vor Entstehung des höhermiozänen (vorpliozänen) Denudationssystems sehr bedeutend verstellt und weitgehendst abgetragen worden war.

3. In den präpliozänen Rumpf sind jüngere Terrassensysteme eingeschaltet, deren Oberniveau nur sehr mäßig in erstere eingesenkt ist.

4. Die Landseer Bucht und ihr Flußsystem standen bis in junge und jüngste Zeiten unter dem Einfluß von Aufwölbungen der Randgebirge, die — noch gegenwärtig wirksam — im Nordteil des Beckens die Bäche durch die Hebung der Brennberg-Brentenriegel-Wölbung nach Süden abdrängen, während eine besonders starke Hebung des Rechnitzer Schiefergebirges im Süden den Flüssen eine Nordkomponente bei ihren Talverlegungen verleiht. Hierzu gehört auch die Erscheinung, daß — im Sinne der Darlegungen von L. v. LOCZY (1916) — in der östlichen Fortsetzung des Rechnitzer Schiefergebirges (= Günser Horst von E. SUESS) das Lutzmannsburger Weingebirge sich an einer Ost—West verlaufenden Störung, gegenüber dem östlichen Pullendorfer Becken, im Oberpliozän—Quartär, herausgehoben hat (vgl. S. 186). Auch am Ostabfall der Buckligen Welt gegen die Landseer Bucht ist eine junge Heraushebung der ersteren anzunehmen, die sich, nebst einer randlichen Abbiegung der „vorpliozänen Rumpffläche" gegen das Pullendorfer Becken, im Südteil dieser auch in einer Einbiegung gegen die Krumbacher Tertiärzone — eine tektonisch tiefgreifende Schollenabsenkung, welche den Nordostsporn der Zentralalpen quer durchsetzt — zum Ausdruck bringt.

5. Bei den vorerwähnten Terrassierungen am Saum der Landseer Bucht, welche — unterhalb der „präpliozänen" Rumpffläche — auch in diese eingreifen, wird ein dort ca. 400 m hoch gelegenes Flächensystem besonders herausgehoben.

Im Jahr 1933 habe ich in einer Studie „Die tertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen und seines Südsaums" auch das Randgebiet des Landseer Beckens gestreift und — unter Berücksichtigung der allgemeinen Ergebnisse von W. PETRASCHECK (1925/26) und jener von L. v. JUGOVICS — des letzteren am Saum des bis an die Landseer Bucht reichenden Tertiär am Bernsteiner Bergland (1916) — auf das gewaltige Ausmaß der tektonischen Störungen des vortortonischen Miozäns und auf dessen bedeutende intramiozäne Denudation in der Buckligen Welt, am Saum des Bernsteiner Bereichs und in der dazwischen gelegenen Krumbacher Senke, verwiesen, Dislokationen, welche noch in das Pullendorfer Becken sichtlich vorgegriffen haben. Weiters wurde in einer besonderen Mitteilung (1933a) die Auffassung näher begründet, daß die von R. MAYER als vorpliozän angesehene Rumpffläche noch wesentlich jünger sei und ihr

eine Entstehung am Ende des Pannons, somit ein intrapliozänes Alter, zuzuschreiben sei.

Um die Mitte der dreißiger Jahre beginnt eine Reihe von Veröffentlichungen von F. Kümel über die Ergebnisse seiner geologischen Aufnahme im mittleren Landseer Becken und seiner westlichen Begrenzung. In der Mitteilung „Die Vulkane des mittleren Burgenlands" (1935) wird über den basaltischen Pauliberg nachstehende Auffassung vertreten: Der gegenwärtige morphologische Zustand des Berges wird als die nur wenig zerstörte Form des pliozänen Vulkans angesehen. Es liege keine Lavadecke vor, sondern der Basalt sei über einer Ausbruchsstelle in Form von Quellkuppen hervorgedrungen und erstarrt. Die in tieferem Niveau (bis 300 m darunter) an das SO-Ende des geschlossenen Basaltkörpers sich anschließenden Basaltmassen werden auf gesonderte Ausbruchsstellen zurückgeführt. Der gegenwärtige markante Steilrand in der Umgrenzung der Gesteine wird als der nur wenig modifizierte primäre Saum des als „zähflüssig" angesehenen Basaltkörpers betrachtet. Auch kleine Tuffkörper mit Schlackenmaterial werden vorausgesetzt. Der „Dolerit" am Pauliberg wird als vielleicht im Inneren einer Quellkuppe entstanden und nach oben geführt gedeutet. Der Basalt von Oberpullendorf weise nach Kümel 2 mächtigere Lavadecken übereinander auf. Es wird angenommen, daß er älter sei, als die Basalte der oststeirisch-westungarischen Basaltprovinz und auch als jener am Pauliberg. Er sei vorpannonischen, vielleicht sogar vorsarmatischen Alters, da er vermutlich auch schon von sarmatischen Schichten eingedeckt sei.

In der Arbeit „Vulkanismus und Tektonik in der Landseer Bucht" (1936) widmet Kümel dieser eine weitere Darstellung. Bezüglich des Basalts vom Pauliberg wird weiterhin die Quellkuppen-Natur, u. zw. nunmehr, daß die Ausbrüche eine Reihe von selbständigen Staukuppen, die zusammengeschlossen wurden, gebildet hätten, vertreten. Hierbei muß naturgemäß ein sehr zähflüssiger Charakter der Basaltmasse angenommen werden, da ja sonst — unter der Voraussetzung einer ähnlichen Terraingestaltung zur Eruptionszeit, wie gegenwärtig, und bei dem Auftreten der Basaltmasse auf einer von steilwandigen Tälern flankierten Bergeshöhe (über 400 m über den Talböden) — ein Abfließen der Lava hangabwärts erfolgt sein müßte. Der Dolerit sei nur als Schliere im Basalt vorhanden. Schließlich wird das Auftreten von Basaltschlacken auf örtliche Lavafumarolen zurückgeführt. Das von E. R. Schmidt namhaft gemachte Sarmat beim Dachsbrünndl, knapp unter 500 m Seehöhe, wird als das höchstgelegene Sarmatvorkommen am östlichen Alpenrand bezeichnet, (was aber nicht zutreffend ist, da am Stradner Kogel bei Gleichenberg, ferner südöstlich von Weiz und bei Prebuch, nördlich von Gleisdorf, das Sarmat bis ca. 500 m Seehöhe hinaufreicht, südlich Dechantskirchen bei Friedberg aber bis zu ca. 520 m Seehöhe). Die mit dem Sarmat verknüpften Schotter, welche sich bis 550 m Seehöhe verfolgen lassen, werden als „Terrassenschotter" bezeichnet, welche eine in das Kristallin eingeschnittene Fläche überdecken. Diese entspreche entweder dem sarmatischen oder dem pannonischen Wasserspiegel. Der Basalt am Pauliberg ist jünger als das Sarmat und als die erwähnte Schotterterrasse. Er sei (im Sinne meiner Auffassung) mit den oststeirischen Basalten gleichaltrig.

In Oberpullendorf wurden die dort feststellbaren 2 Lavadecken in einer Ruhepause von Sanden überschichtet und von einem Pflanzenwuchs bedeckt. Hernach erfolgte ein explosionsartiger Durchbruch mit Tuffförderung mit Auswurf kristalliner Bruchstücke. Am Südfuß wird der Basalt von Oberpullendorf durch Tegel und Sande verhüllt. Die Eruptionsmasse ist daher vor Ablagerung der Schichten entstanden, welche sie heute bedecken. Da letztere schon in vorpontische Zeiten, vielleicht schon an die Wende von Sarmat und Torton, eingereiht werden können, komme dem Basalt von Oberpullendorf ein höheres Entstehungsalter als jenem vom Pauliberg und als den oststeirischen Basaltvulkanen zu.

Bezüglich der jungtertiären Sedimente der Landseer Bucht wird ein breiterer westlicher Randstreifen zwischen dem Kristallinabfall der Buckligen Welt und dem Raum von Oberpullendorf-Stoob — im Sinne von K. Hofmann (1878) — als fossilführender, sarmatischer Zonenstreifen, der über mittelmiozänen Blockschottern lagert, ausgeschieden. Er entspreche einer Transgression des sarmatischen Meeres. Es wird eine ganze Reihe von Fossilfunden, auch pflanzlicher Reste, erwähnt. Noch im Süden bei Weingraben, westlich von Draßmarkt, wurden sarmatische tierische Reste festgestellt. Das Fehlen mariner Ablagerungen in diesem westlichen Beckenteil (Draßmarkter Teilbucht) wird auf eine posttortonisch-sarmatische Senkung eines kristallinen Randstreifens zurückgeführt.

Im Bereich von Oberpullendorf wird auf der beigegebenen Kartenskizze im Raum östlich des Stoober Bachs, zwischen Weppersdorf und Oberpullendorf, auch noch Sarmat eingetragen (S. 227) und erst östlich davon die Grenze gegen das Pannon vorausgesetzt. Kümel vermutet eine frühere Überdeckung auch der Draßmarkter Teilbucht durch pannonische Schichten, die aber seither abgetragen worden seien. Weitere Bemerkungen gelten höhergelegenen oberpliozänen Schottern, welche zum Teil auch noch am angrenzenden Kristallin auftreten. Am Gebirgssaum werden verschiedene pliozäne Niveauflächen zwischen 500 m und 380 m (390 m) beschrieben. Dabei wären, im Sinne von H. Hassinger, die Schotter als Brandungsbildungen des pannonischen Sees anzusehen.

Die von mir (1928) zuerst beschriebene „Sieggrabener Störung“, die Grenze zwischen dem westlichen Kristallin (Rosalia) und den abgesenkten Blockschottern und Schotterbildungen des Miozäns der Brennbergwölbung, wird vom Verfasser südwärts verlängert, und über den Arbeitsbereich von R. Janoschek hinaus in die Grenzstörung des Kristallins gegen das Sarmat von Kobersdorf bzw. in die Randdislokation der anschließenden Draßmarkter Teilbucht, bis in den Raum von Neudorf (bei Kaisersdorf), verfolgt. Es wird angenommen, daß an der Torton-Sarmat-Wende durch Nachbrüche die Draßmarkter Teilbucht entstanden wäre. Außerdem werden noch andere Teilstörungen beschrieben.

Im Jahre 1938 erschien das umfassende Werk von E. v. Szadeczky-Kardoss „Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene“, welches den Bereich der breiten Ausmündung des Landseer (Oberpullendorfer) Beckens in die Kleine ungarische Ebene eingehender mitbehandelt. Auch der burgenländische Anteil des Oberpullendorfer Beckens wird, zwar weniger

im Text, so doch auf den Kartenbeilagen mit dargestellt[2]. SZADECZKYS Werk ist besonders durch die Ergebnisse exakter Detailarbeiten aus dem an das österreichische Gebiet angrenzenden Bereichen, unter Auswertung von Bohrungen, systematischer Prüfung der Lagerungsverhältnisse, der Sedimentpetrographie, insbesondere der Geröllzusammensetzung und der Korngrößen grobkörniger Schichten, und der Erschließung der Fließrichtung aus sehr zahlreichen Messungen der Kreuzschichtungen in den Sandhorizonten, gekennzeichnet. All dies hat auch für den Sedimentaufbau und für die Lagerung in dem unmittelbar anschließenden östlichen Teil des Oberpullendorfer Beckens Bedeutung. Es wird sich in dieser Studie noch die Gelegenheit bieten, an die zweifellos sehr gewissenhaften Studienergebnisse von SZADECZKY-KARDOSS anzuknüpfen. An dieser Stelle seien daher nur wenige Bemerkungen hierüber gegeben.

An einem ausgedehnten Profilschnitt, welcher der österreichischen (burgenländischen) Grenze naheliegt, beschreibt E. v. SZADECZKY-KARDOSS aus dem Stadtgebiet von Ödenburg (Sopron) über Wolfs am Neusiedler See (Balf), über Holling (Fertöboz), über Großzinkendorf (Nagycenk), über Perestyen (Peresteg-Pinnye), über Lösing (Nagylózs), über Gissing (Sopronkövesd) bis Schützen (Lövö) die stratigraphische Gliederung und die Lagerung der Beckenfüllung. Dadurch ergeben sich wichtige Anhaltspunkte auch für den Aufbau des östlichen Pullendorfer Beckens. Wesentlich erscheint hierbei, daß die tieferen und mittleren pannonischen Schichten (pannonische Stufe i. e. S.) sich aus dem Raum von Ödenburg (Sopron) mit südöstlichem Einfallen bis gegen Wolfs (Balf) verfolgen lassen, wo dann, auch paläontologisch nachweisbar, bei analogem Fallen die Schichten des Oberpannons bis gegen Großzinkendorf (Nagycenk) sich anschließen, daß weiters bei Peresteg, wiederum SO geneigt, oberstpannonische (Unio-Wetzleri-) Sande festgestellt wurden und daß schließlich, ca. $1^1/_2-3$ km südöstlich vorgenannten Orts, bei der Csörgeti major, dazische Schichten mit einer oberpliozänen Säugerfauna auftreten. Bei weiterem Einfallen gegen SO erscheint in dem herangezogenen Profilschnitt die junge Schichtfolge des Daz. zwischen Gissing (Soprokövesd) und Schützen (Lövö) von einer NO—SW reichenden Störung, mit Hebung des SO-Flügels, begrenzt, jenseits welcher wiederum pannonische Schichten gelagert sind (siehe S. 179 dieser Arbeit). Auch die junge Terrassierung im Landseer Becken, speziell auf ungarischem Boden, wird von SZADECZKY-KARDOSS eingehender dargelegt.

Im Jahr 1939 veröffentlichte F. KÜMEL unter dem Titel „Das Hafnerhandwerk von Stoob" eine Studie, in welcher er einige Abänderungen über seine Auffassung vom Pullendorfer Becken bringt. Der feine Schichtcharakter der sarmatischen Sedimente im Draßmarkter Teilbecken (mit Toneisensteinen) wird besonders hervorgehoben. Im Tal des Stoober Baches, südlich von Weppersdorf, sei die Grenzziehung mangels an Fossilien schwierig. Der Verfasser entschloß sich, im Raum südöstlich von Weppersdorf,

[2] Es wurde auf dem 1957 von der Geol. Bundesanst. Wien (unter der Leitung von H. KÜPPER) herausgegebenen geologischen Kartenblatt „Mattersburg" ein Randstreifen des ungarischen Bereichs, nach den Aufnahmen von M. VENDL und E. SZADECZKY-KARDOSS, noch verzeichnet.

die Scheide zwischen Sarmat und Pannon bis auf die Anhöhen östlich des Goberling-Baches, welche NNW—SSO verlaufen, zu verlegen, betonte aber die Unsicherheit dieser Grenzziehung. Bei dieser Darstellung müßte unmittelbar südöstlich von Weppersdorf eine weitgehende Ausbuchtung des Sarmats in das Pannon hinein auf eine Länge von ca. 6 km gegeben sein, was, bei den feststellbaren Lagerungsverhältnissen, meiner Auffassung nach, keine entsprechende Stütze findet. Nur auf einem ganz schmalen Randsaum reduziert und zum Teil aussetzend, würde dann, nach der Darstellung von F. KÜMEL, das Sarmat östlich des Stoober Baches von Stoob bis Oberpullendorf, vom Pannon überlagert, SO-wärts weiterziehen. Jedoch würde das Kristallin des Noppler Berges an der rechten Talflanke und jenes des Todtenschlag Bergs am linken Ufer des Stoober Baches, bei und knapp oberhalb von Stoob, noch zur Gänze von Sarmat umrahmt sein.

Es werde aber der an der rechten Talflanke des Stoober Tales sich erhebende Kirchberg (336 m), über einem Sockel von Sarmat, nach KÜMEL, schon von Schottern des Pannons gebildet, welche dann jenseits des Stoober Baches sich in dem großen, angenommenen Pannonbereich der östlichen Landseer Bucht fortsetzen. Maßgebend für diese Annahme F. KÜMELS waren zweifellos die von ihm festgestellten Diskordanzen zwischen einer liegenden Grobsandserie in den Aufschlüssen bei der katholischen Kirche von Stoob und den darüber gelegenen Schottern, Kiesen und Tonen, und analoge Verhältnisse in einer Sand-Schottergrube beim Basalt von Oberpullendorf. Die tieferen Schichten wurden als Sarmat, die höheren, unregelmäßig aufgelagerten als Pannon gedeutet. Es wird sich zeigen, daß diese Beobachtungen zweifellos richtig waren, daß aber von KÜMEL übersehen wurde, daß bei Oberpullendorf eine noch jüngere, gröberklastische Serie vom Osten her bis an den Saum und in die Draßmarkter Teilbucht vorgreift (siehe S. 171 u. S. 181). KÜMEL beschreibt das Auftreten der „Töpfertone" von mehreren Stellen, sowohl aus Schichten, die er ins Sarmat stellt, und aus verschiedenen Niveaus, die von ihm als Pannon angesehen werden, was bei der räumlichen Beschränkung gerade auf dem Bereich von Stoob Bedenken erwecken muß (s. S. 172). Auf die oben angeführten Ergebnisse von SZADECZKY-KARDOSS aus dem anschließenden ungarischen Bereich wird von F. KÜMEL nicht besonders Bezug genommen.

In den mineralog.-petr. Mitteilungen 1939 erschien die sehr wertvolle und interessante Mitteilung von L. v. JUGOVICS „Über die Basalte am Pauliberg im Burgenland". Seine Auffassungen über die Geologie des Paulibergs berühren sich eng mit den eigenen. JUGOVICS weist darauf hin, daß am Pauliberg an den Gehängen, von der Hauptmasse des Basalts entfernt, keine abgeflossenen Lavaströme nachweisbar sind und daß die auf den Kristallinhängen auffindbaren „Basalthügel" und karreeartigen Züge von Basaltabbrüchen abstammen. Beweis dafür ist, daß dort auch abgerundete, ohne System aufeinanderliegende Basaltstücke aufzufinden sind; weiters, daß die verschiedenen Basalttypen miteinander vermengt erscheinen. Der Autor weist auf die weite Verbreitung analoger Schuttbildungen an den ungarischen Basaltbergen hin. Die Hauptmasse des Paulibergbasalts besteht aus dunkelbraunen Basalten, nebst welchen helle Gesteine und der „Dolerit"

auftreten, welch letzterer als einem Pyroxenessexit nahestehend bestimmt wird. Der „Dolerit“ wird, entsprechend meiner ursprünglichen Deutung, als größere stockförmige Masse aufgefaßt, welche auch dünne Gänge in den Basalt entsende, womit KÜMELS Auffassung des Vorhandenseins von nur basaltischen Schlieren entgegengetreten wird.

In der „Geologie der Ostmark“ (1943) und in der Neuauflage als „Geologie von Österreich“ (1951) habe ich bei Darstellung der jungtertiären Entwicklung in den Zentralalpen und ihrer Randbereiche auch die geologischen und landformenkundlichen Verhältnisse des NO-Sporns der Zentralalpen skizziert (1943, S. 329—340, 344—346, 353/54, 1951, S. 448—459, 468, 472/73) und an einer speziellen Skizze erläutert. Die Grenze zwischen Sarmat und Pannon in der mittleren Landseer Bucht wird etwas abweichend von KÜMEL angegeben. Der Paulibergbasalt wird als Lavadecke aufgefaßt und betont, daß er als Erosionrest einer ersichtlich wesentlich ausgedehnteren Lavadecke aufzufassen sei. Im Kern desselben trete, in Form von Stöcken und Adern, ein hypoabysisches Gestein (Dolerit) von der Beschaffenheit eines Pyroxen-Essexits auf. Die an den Hängen des Pauilbergs verbreiteten Basaltmassen sind, ihrer Entstehung nach, auf ein periglaziales Schuttfließen zurückzuführen (1943, S. 353).

Im Jahr 1947 hat M. TOPERCZER die Ergebnisse einer magnetischen Vermessung am Basalt des Paulibergs bekanntgegeben. Auf einige Einzelheiten komme ich bei Besprechung der eigenen Ergebnisse vom Pauliberg noch zurück. Aus seinen Untersuchungen zieht TOPERCZER nachstehende geologische Schlüsse: Im Gesamtvorkommen des Paulibergs lasse sich kein Zentralkrater feststellen. Für den Ausfluß der Larven werden Spalten angenommen. Er glaubt voraussetzen zu können, daß die Basalte in zwei strukturell verschiedenen Erscheinungsformen auftreten, die auch im Gelände genügend deutlich zu erkennen seien:

1. Steil und schroff hervorragende Massen.
2. Verhältnismäßig sanft gegen das Gelände abfallende Basaltdecken.

Letztere hält er für abgeflossene Lavamassen, die in dünnflüssigem Zustand effektuiert wurden. Die steiler aufragenden „Hauptstörungsgebiete“ seien wohl als Staukuppen aufzufassen; er gibt jedoch zu, daß auch die Möglichkeit bestehe, daß letztere später freigelegte Intrusions-Gangsysteme darstellen, „sozugagen einen Guß, dessen Umhüllungsform im Lauf der Zeit durch Erosion beseitigt wurde“ (S. 359). Die Hinweise TOPERCZERS auf die Staukuppen von Santorin sind insofern hinfällig, als es sich dort nicht um Basalte, sondern um den Aasbruch von kieselsäurereichen, zähen Laven gehandelt hat. Eine weitere Stellungsnahme zur Arbeit erfolgt auf S. 161.

In der „Landeskunde des Burgenlandes“ (1951) haben zwei Autoren Beiträge beigesteuert, welche auch für den von uns in Betracht gezogenen Raum und das Fachgebiet von Interesse sind. F. TAUBER hat die „Grundzüge der Geologie des Burgenlandes“ dargestellt und hierbei auch die Basalte und die Schichtmassen des mittleren Burgenlandes erörtert. Er betont, daß das Alter des Paulibergbasalts nicht sicher bestimmt werden kann. Das Sarmat von Kaisersdorf gehöre der unteren Abteilung (Rissoen-Schichten) zu. Es wird auf die paläophytologischen Untersuchungen von W. BERGER

verwiesen, welche speziell auch Fundstellen aus der Draßmarkter Bucht betrafen. Die ursprünglich von BERGER ins Helvet gestellte, aber nach KÜMEL sarmatische Flora von Weingraben bei Draßmarkt lasse immergrüne Laubhölzer erkennen.

Eine zweite Studie in diesem Sammelwerk behandelt die „Oberflächenformen" des Burgenlandes durch K. WICHE, wobei ein Abschnitt auch dem mittleren Burgenland gewidmet ist (S. 118—125), in dem auf die Studien und Deutungen der Genese der Formen von R. MAYER, R. JANOSCHEK, N. LICHTENECKER und des Schreibers dieser Zeilen Bezug genommen wird.

Wiederum ergreift F. KÜMEL (1952) zu kurzen Bemerkungen über das Landseer Becken das Wort. Er betont, daß auf Grund einer Neuanlage eines Steinbruchs im Basalt von Stoob festzustellen sei, daß sich dort ein eigener Ausbruchspunkt befunden habe, somit nicht ein Abfließen der Lava vom Oberpullendorfer Vulkan zu den Basalten südlich von Stoob erfolgt ist. Den „Dolerit" am Pauliberg hält KÜMEL jetzt für Ausfüllungen von Schwundklüften im Basalt. Für die Entstehung des Basaltkörpers nimmt er ein Zusammenfließen von Staukuppen an. Im Bericht von 1953 führt er kurz aus: Der Basalt von Stoob (Oberpullendorf N) wird als brotlaibartige Masse innerhalb sarmatischer Schichten aufgefaßt, der einer einzigen Eruption seine Entstehung verdanke (S. 78).

In dem Buch „Geologisches Kräftespiel und Landformung" (Verlag Springer 1957) habe ich bei einer Analyse auch der Landformungsvorgänge am NO-Sporn der Zentralalpen die Beziehungen Oberflächen des letzteren zu jenen in den anschließenden Becken, so auch zur Landseer Bucht, herzustellen versucht. Aus diesen Ausführungen (S. 196, S. 505—509) folgt:

Der Basalt des Paulibergs ist, gegenüber der Auffassung von F. KÜMEL als Quellkuppe, als Rest einer basischen Lavadecke aufzufassen, mit mehreren Ausbruchsstellen im Bereich seiner kristallinen Unterlage, die eine altdazische Oberfläche aufweist. Eine Entstehung der Basalte auf der Höhe des kristallinen Bergrückens, wie ich sie selbst vor 50 Jahren vermutet hatte und wie es von F. KÜMEL und H. KÜPPER angenommen wird, kann nach der Jugendlichkeit des Talreliefs der Buckligen Welt und aus anderen Gründen nicht angenommen werden. Die als Beweis dafür von den beiden letztgenannten herangezogene Überdeckung der NO-Flanke des Paulibergs durch Basaltmaterial ist nicht maßgebend, da es sich hierbei um jugendliche periglaziale Wanderschutthalden handle.

Die in das Oberdaz-Altlevantin gestellte, gegenwärtig noch maßgeblich das Landschaftsbild beherrschende Hauptdenudationsfläche der Buckligen Welt hat auch noch den Basalt des Paulibergs übergriffen. Erst anschließend hat sich, besonders im höheren Oberpliozän, fortwirkend im Quartär, die Heraushebung der Buckligen Welt mit dem darüber befindlichen Denudationsrelikt der Basaltdecke und die Zertalung der Landschaft vollzogen.

Der Basalt von Oberpullendorf, dem von KÜMEL ein tortonisch oder sarmatisches Entstehungsalter zugeschrieben wurde, ist nach der von mir 1956 dargelegten Auffassung in demselben Zeitraum wie der Pauliberg entstanden. Er ist ein Glied des großen finalen Vulkanismus, welcher in der steirischen Bucht, in der Kleinen ungarischen Tiefebene, im Bakonyer Wald

und im Plattensee-(Balaton-)Gebiet zeitlich einheitlich dazischen Alters ist. Die den Basalt von Oberpullendorf übergreifenden Sedimente, von KÜMEL-KÜPPER als sarmatisch bzw. pannonisch angesehen, seien jünger zu datieren und als eine spätdazische Verschüttung anzusehen. Dafür spricht auch das von E. v. SZADECZKY-KARDOSS nachgewiesene Eingreifen von Schichten aus dem anschließenden ungarischen Bereich gegen Oberpullendorf, die durch einen oberpliozänen Säugetierfund als dazisch in ihrem Alter festgelegt sind. Sie nehmen etwa die Mitte der Landseer Bucht ein.

Die Hauptoberfläche im Kristallinbereich der Buckligen Welt ist, von regionalen Gesichtspunkten aus beurteilt, in der Formung in einen späteren Abschnitt der dazischen Stufe einzuordnen. Vom Rande her greifen jüngere levantinische Fluren und Terrassen und jüngstoberpliozäne-präglaziale Terrassen ein. Die Kristallinberge im westlichen Teil der Landseer Bucht (südl. des Draßmarkter Beckens) tragen etwas stärker abgesenkte bzw. abgebogene Teile dieser tieferen Felsterrassen-Systeme, speziell solche der präglazialen Zeit, darunter von älteren und jüngeren quartären Terrassierungen begleitet. In einer monographischen Darstellung: „Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete“ (1956) habe ich auch das Quartär der Landseer Bucht und des anschließenden ungarischen Randstreifens, hauptsächlich auf Grund der Darstellungen von M. VENDL, R. JANOSCHEK und E. v. SZADECZKY-KARDOSS, auf der Abb. 12 obiger Studie, übersichtlich zur Darstellung gebracht.

Im Jahr 1957 erschienen die „Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz“ (1:50.000), welche aus einem 1. Teil, den speziellen „Erläuterungen zur geologischen Karte“ (S. 1—158) von H. KÜPPER und Mitarbeiter: J. FINK, K. LECHNER und A. RUTTNER, und einem 2. Teil von H. KÜPPER: „Zur Kenntnis des Alpenabbruchs zwischen dem südlichen Wiener Becken und dem Ostrand der Rechnitzer Schieferinsel“ (S. 59—87) bestehen. Hier wird, da alle wesentlichen Angaben, die sich auf den von uns untersuchten Bereich erstrecken, im 1. Teil enthalten sind, auf diesen Bezug genommen, zumal die gegen die Ausführungen in meinem Buche von 1956 gemachten Einwände sich im wesentlichen schon aus den dort enthaltenen Darlegungen, von regionalen Gesichtspunkten aus, erledigen. Während innerhalb des 1. Abschnitts (des 1. Teils) das Kristallin des Kartenblattes von K. LECHNER behandelt wurde, erscheint der einschlägige 2. Abschnitt „Tertiär“ von H. KÜPPER selbst bearbeitet, worüber hier näher referiert wird. Die Basis der tertiären Schichtfolgen bilden helvetische Schichten, welche im Kartenbereich hauptsächlich nur im Brennberg-Brenntenriegel-Zug auftreten, und 1931 von R. JANOSCHEK und 1930 und 1933 von M. VENDL im zugehörigen ungarischen Anteil studiert worden waren, wobei durch F. TAUBER (1952) eine basale limnische Schichtgruppe der „Hochriegelschichten“ besonders hervorgehoben wurde. Nach H. KÜPPER hätte der Brenntenriegelzug schon im Torton eine Barre zwischen der Mattersburger Bucht im Norden und dem Landseer Becken im Süden gebildet und erkläre die facielle Verschiedenheit dieser Stufe in beiden Bereichen. Die marinen Schichten der Landseer Bucht, durch R. JANOSCHEK als tortonisch festgelegt, weisen nach R. WEINHANDLS mikropaläontologischen

Prüfungen darauf hin, daß über den untertortonischen marinen „Ritzinger Sanden" eine Schichtfacies mit Rotalien und Elphidien auftrete, deren genaue Einstufung in die Teilgliederung des Tortons noch nicht möglich war.

Zur „sarmatischen Stufe" in der Landseer Bucht wird vermerkt: Am Nordrand der Landseer Bucht sind, nach R. Janoschek, Torton und Sarmat durch eine Diskordanz voneinander getrennt. An der NO-Flanke des Paulibergs tritt das ca. 500 m hoch gelegene Sarmat (s. S. 146 u. S. 165) transgredierend über Kristallin auf, welches in Tonen einen fossilführenden Kalk und darüber Schotter aufweise. Mit Recht stellt Küpper die Frage, ob die Schotter noch dem Sarmat zugehören oder einer übergreifenden Serie eines pannonischen Schuttfächers zuzurechnen sind. Bezüglich des von Kümel als Bedeckung des Draßmarkter Teilbeckens durch Fossilfunden nachgewiesenen Sarmats vermerkt H. Küpper (S. 65): „Es ist uns bei der Überprüfung einer ganzen Reihe von diesen Gesteinen auf eventuellen Mikrogehalt nicht gelungen, irgendwelche Foraminiferenreste aufzufinden . . . Diese nicht ganz leicht erklärbare Anordnung hat uns veranlaßt, daran zu zweifeln, ob wirklich in dem angegebenen Raum alles als Sarmat anzusehen ist, was als solches angegeben wurde. Ist es nicht wahrscheinlicher, daß ein Teil der fossileeren Süßwassersedimente . . . den helvetischen Randbildungen zuzuweisen sind . . . ?" In dem bezüglichen Abschnitt wird von mir zu dieser Vermutung von H. Küpper Stellung genommen.

Zum Pannon betont Küpper, daß dieses als geschlossene Einheit jüngere Teile des Landseer Beckens einnimmt, wobei grobe bis feinere Quarzsande mit Kreuzschichtung vorherrschen. Die Ablagerungen sind fast fossilfrei. Zur Altersbestimmung können die an dem N-Saum des Beckens, südöstlich von Ritzing, von R. Janoschek aufgefundenen und bestimmten pannonischen Fossilien herangezogen werden. Außerdem wurde von O. Thenius ein bei Nikitsch im mittleren Ostteil des Beckens aufgefundener Geweihrest beschrieben (1956), dessen Alter als mittelpannonisch bezeichnet wird (siehe hierzu meine Ausführungen auf S. 173). H. Küpper teilt ferner die Schwereminераluntersuchungen von pannonischen Schichten, die im Raum Deutschkreutz—Weppersdorf (G. Woletz) durchgeführt wurden, mit. Darnach wäre für das tiefere Pannon ein Mineralspektrum mit Zirkon-Turmalin-Vormacht + Epidot charakteristisch (Proben entnommen im Raum Lackendorf—Weppersdorf), während aber für das höhere Pannon Proben aus dem Raum Deutschkreutz-Horitschon (im NO-Teil der Bucht) mit der Vergesellschaftung Granat-Staurolith + Epidot kennzeichnend seien. Da nun die Sandbedeckung, welche über dem Basalt von Stoob (bei Oberpullendorf) auftritt, ein Spektrum aufweist, welches für das tiefere Pannon charakteristisch ist, so wäre der Basaltausbruch nicht dazisch, sondern wäre er in das „untere Pannon" einzuordnen (siehe hierzu unsere Feststellungen auf S. 182). Küpper veröffentlicht eine nette Ansicht des Steinbruchs von Stoob mit seiner jungtertiären Sandüberlagerung und der quartären Schotterbedeckung und ein Profil durch das Steinbruchterrain, welches vier seichte Bohrungen angibt. Die Lagerung des Basalts über einer unregelmäßigen Oberfläche des Kristallins geht daraus hervor (vrgl. hierzu unsere neuen Feststellungen auf S. 174).

Von den im 2. Teil der „Erläuterungen" von KÜPPER behandelten Fragenkomplexen sollen nur jene Gesichtspunkte hier kurz berührt werden, die auf die Landseer Bucht Bezug haben. KÜPPER nimmt als Fortsetzung des von mir selbst seinerzeit erwiesenen Sieggrabener Bruchs (Westbegrenzung des Brenntenriegelbereichs) eine Fortsetzung in der Richtung Kobersdorf—Stoob—Lutzmannsburg an. Aus der Betrachtung der geologischen Karte Blatt Mattersburg scheinen sich für diese Auffassung keine konkreten Anhaltspunkte zu ergeben. Denn die Fortsetzung der Sieggrabener Störung gegen Süden — ob es sich nun tatsächlich um einen fortlaufenden Bruch oder um Paralleldislokationen handelt, ist belanglos — verläuft, auch nach der Auffassung von KÜMEL, weiter westlich, am Kristallinsaum der Buckligen Welt gegen die Draßmarkter Senke (Kobersdorf—Neudorf bis in den Raum von Weingraben). Eine durchlaufende Störungslinie in der Richtung NNW—SSO von Sieggraben über Stoob—Oberpullendorf—Klostermarienburg, würde verschiedene Schichtkomplexe durchschneiden. Es ist aber nach meiner Ansicht wahrscheinlich, daß an der O-Flanke der Kristallininseln von Stoob—Oberpullendorf eine örtliche Dislokation vorhanden ist, welche das Auftreten des Basalts ermöglicht hat.

Das „Quartär" wurde in den „Erläuterungen zum Blatt Mattersburg" von J. FINK bearbeitet und an der Hand einer „Quartär-geologischen-bodenkundlichen Karte" und von zahlreichen Profilen und Skizzen erläutert. Die genannte Karte (1:100.000) kann meines Erachtens nach nur als eine übersichtliche Bodenkarte angesehen werden, aber nicht als eine quartärgeologische Karte, da weder die Verbreitung der quartären Schotter-(Lehm-)terrassen noch jene des Lößes daraus in ihrer räumlichen Ausdehnung zu entnehmen sind (siehe auch S. 186).

Im Jahre 1957 hat A. TOLLMANN über das Lutzmannsburger Weingebirge, welches den Südabschluß der Landseer Bucht im Osten bildet, einen kurzen Bericht veröffentlicht. Daraus geht hervor, daß die dort aus der Bucht gegen Süden flach aufsteigenden Sedimente auf Grund von Ostracodenfunden pannonischen, (mittel- oder oberpannonischen) Alters sind. 1959 hat A. F. TAUBER den Braunkohlenbergbau von Bubendorf, welcher im SW-Winkel der Landseer Bucht gelegen ist (Braunkohle mit etwas Glanzkohle), beschrieben. Die kohleführenden Schichten enthalten bituminöse Einlagerungen und sind wahrscheinlich tortonischen Alters. Sie entsprächen jenen auf der jenseitigen Abdachung, am N-Saum des südlichen Burgenlandes, gelagerten, tortonischen produktiven Schichten von Tauchen. Die Ablagerung ist gestört.

II. Der Basalt des Pauliberges bei Landsee, sein Alter und die Entstehung der in seiner Umrahmung auftretenden Landflächenreste (Textabb. 1)

Es gilt hier nachstehende Probleme zu besprechen und die in dieser Studie vorgetragenen Deutungen näher zu begründen:

1. Die Entstehung der Basaltmasse und die geologische Bedeutung des dort auftretenden Essexitgesteins.

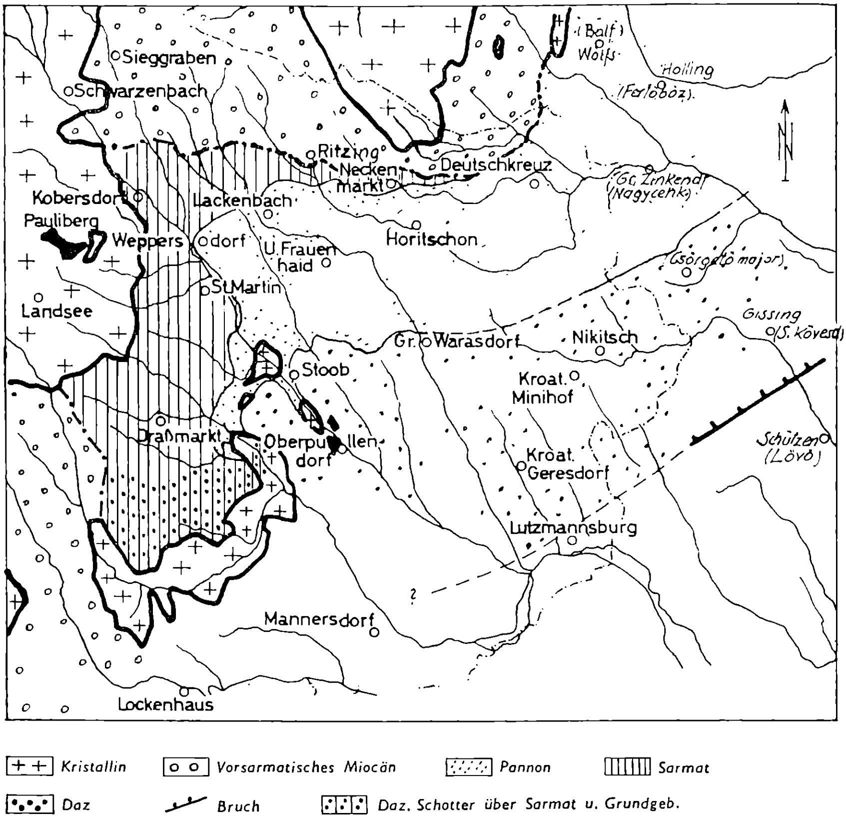


Abb. 1. Geologische Kartenskizze des Landseer (Oberpullendorfer) Beckens nach den vorliegenden geologischen Kartenunterlagen: Geologisches Blatt Mattersburg (1957) und E. v. SZADECZKY-KARDOSS (1938) und eigenen Erhebungen. (Quartär abgedeckt.) Maßstab ca. 1:320000

2. Die Frage der angeblich vom SO-Teil der Basaltmasse nach NO hangwärts abgeflossenen „Lavaströme".

3. Das Sarmat des Dachsbründls und die Schotter seiner Umgebung.

Zu 1: Die Umrandung der Basaltmasse (Textabb. 2) ist durch einen ausgesprochen erostosiv geschaffenen Steilabfall gekennzeichnet[3],

[3] An diesem Abfall ist der Basaltsteinbruch angelegt (Schwarztafel I, Fig. 1). Am Ostende des Bruchs sind an der Basis desselben „Fleckenbasalte" erschlossen. (Fig. 2). Bezüglich der Petrographie der Basalte vgl. auch F. ZIRKL (1953).

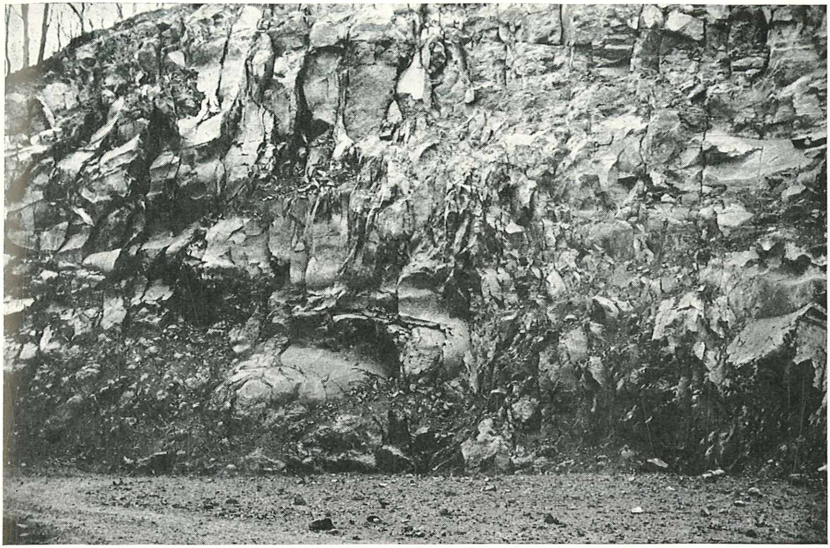


Fig. 1. Schalige Basaltabsonderung im Steinbruch am Pauliberg (SO-Ende).

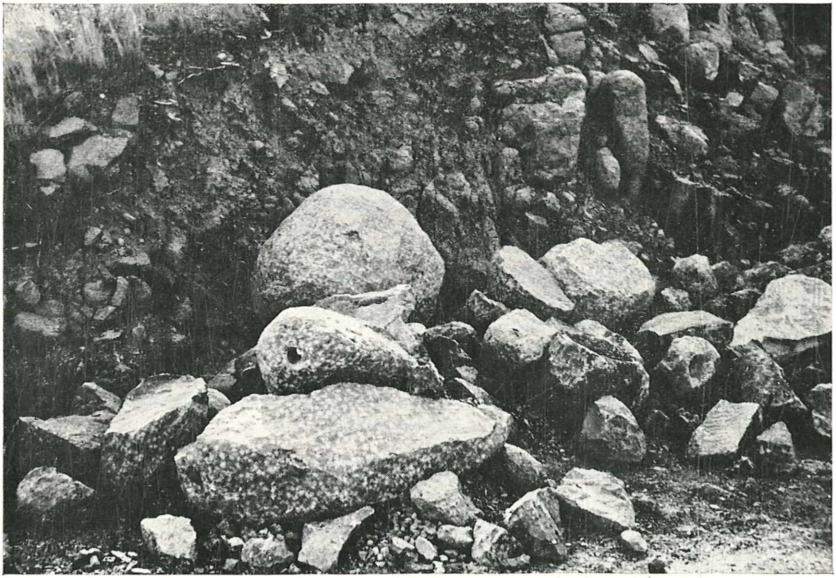
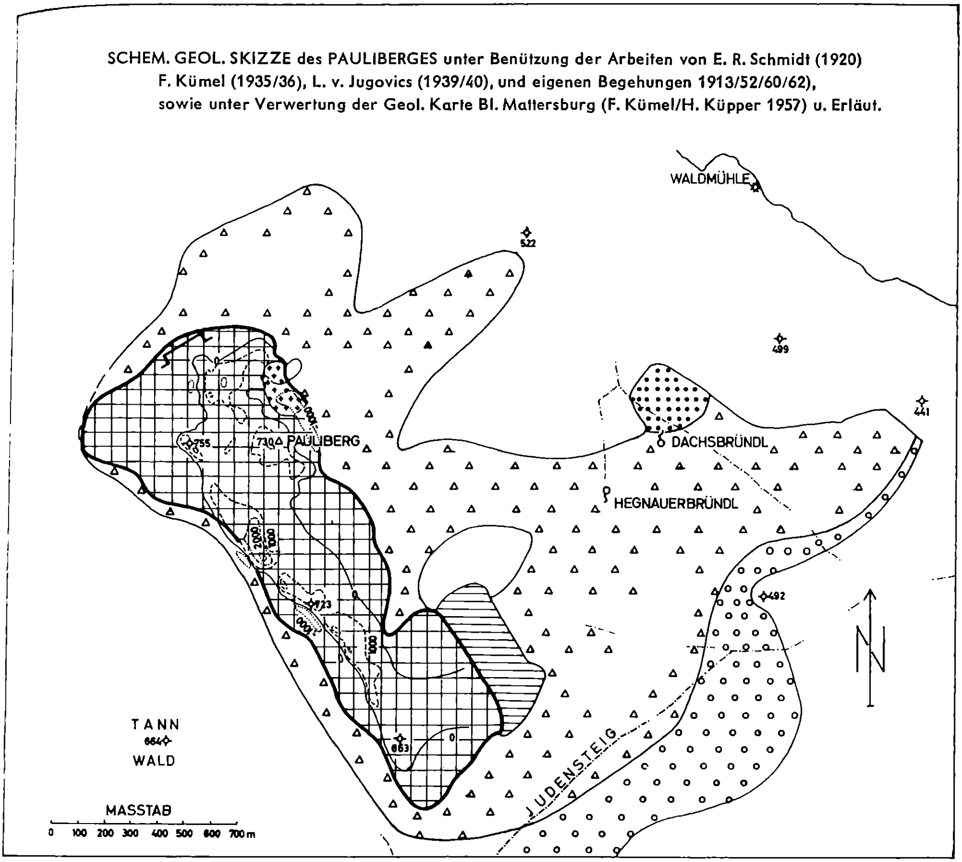


Fig. 2. Fleckenbasalte im Basaltsteinbruch am Pauliberg.



LEGENDE:

Kristallin · Sarmat vorwiegend Kiese · Fossilführendes Sarmat · Basalt · Essexit (Dolerit) · Verm. abgeglittene Randscholle des Basalts · Basaltblockhalde und Blocküberstreuung · Quellen · | Magnetische Jsonomalien nach F. Toperczer, Jsonomale 0 · Jsonomale +1000 · Jsonomale +2000 · Jsonomale -1000.

Abb. 2. Kartenskizze der Basaltverbreitung im Vergleich mit der magnetischen Vermessung am Pauliberg bei Landsee (F. Toperczer, 1948), der basaltischen Schuttdecken und Basaltüberstreuungen, sowie der Sarmatbedeckung des Grundgebirges (schematisch).

was — entsprechend den Erfahrungen in anderen europäischen und außereuropäischen Basaltgebieten — nicht der annähernd ursprünglichen Begrenzung der Eruptivmasse, sondern deren durch Abtragung bedingten Rückwitterungen als härtere Gesteinsmasse entspricht. Der Vorgang des weiteren Abbruchs ist noch gegen-

wärtig deutlich im Gange. Die in einem Profil dargestellten Bohrungen (Textabb. 3), deren Kenntnis ich dem seinerzeitigen Betriebsleiter der burgenländischen Basaltwerke, Herrn Dipl.-Ing. K. KOLLARITSCH verdanke, haben ergeben, daß im allgemeinen auch im NW-Bereich des Basalts, wo ein eventuelles tieferes Hinabreichen der Basalte nach M. TOPERCZER und F. KÜMEL zu erwarten gewesen wäre, dies nicht der Fall ist und der Basalt im großen und ganzen mit ziemlich gleicher Höhenlage der kristallinen Unterlage aufruht. Die Positionen der auf einer annähernd Nord—Süd-Linie niedergebrachten 5 Bohrungen im NW-Teil des Basalt-Bereichs sind auf der beigeschlossenen Skizze, Abb. 3, verzeichnet. Sie erstrecken sich auf eine Distanz von ca. 200 Metern. Die Höhenlage der Abstoßpunkte und die Basaltprofile sind Abb. 3 und der untenstehenden Tabelle zu entnehmen. Aus dem Profil geht hervor, daß neben kompakten Basalten in sehr beträchtlichem, aber wechselndem Ausmaß poröse und Schlackenbasalte am Aufbau des basischen Gesteinskörpers Anteil nehmen. Da größere Massen von Schlacken erfahrungsgemäß in der Nähe von Ausbruchsstellen sich ansammeln, während kompakte Basalte die Mulden zwischen den Schlackenkegeln (Eruptionspunkten) häufig einnehmen, so kann vermutet werden, daß in der Nähe der Bohrung 1, welche schon weiter nach S gerückt ist und nicht weit von K 757 niedergebracht wurde, ein Ausbruchspunkt sich befunden hat. Am NW-Ende des großen Steinbruchs lassen poröse Basaltlagen eine Neigung gegen SO hin erkennen, was auf eine Anlagerung an eine nahe gelegene Begrenzung eines vielleicht seichten Muldenrandes, hinweist.

Bohrungen am Basalt des Pauliberg (nach von Dipl.-Ing. K. Kollaritsch mitgeteilten Profilen)

Bohrung I: Tiefe 60,50 m. Seehöhe des Ansatzpunktes: 757,2 m (ca. 160 m vom Bruch).

0—11,40 m.	Poröser Basalt.
11,40—40,30 m.	Schlackenbasalte (mit härteren Einlagen).
40,30—48,50 m.	Poröser Basalt
48,50—60,50 m.	Schlackenbasalte mit roten Tonbändern, weich.
bei 60,50 m.	Glimmerschiefer.

Bohrung II: Tiefe 18,80 m. Seehöhe des Ansatzpunktes: 713,7 m.

0—13,30 m.	Basalt.
13,30—18,80 m.	Schlackenbasalt (mit einer Einlagerung von 1,60 m mittelharten Basalts).
18,80—21,80 m.	Glimmerschiefer.

Bohrung III: Tiefe 63,55 m. Seehöhe des Ansatzpunktes: 749,8 m (ca. 75 m nach O).

0— 6,20 m.	Schlackenbasalt (oben rote Tone mit Schlacken).
6,20—41,05 m.	Grauschwarze Basalte, meist fein porös, mittelhart mit auch härteren Einlagerungen.
41,50—53,50 m.	Harter Basalt.
53,50—57,60 m.	Mittelhart, poröse Einlagerung.
57,60—63,65 m.	Basalt, grauschwarz mit roten Tonbändern, und darunter grauer Basalt mit Tonen.
bei 63,65 m.	Quarzit.

Bohrung IV: Tiefe 63,90 m. Seehöhe des Ansatzpunktes: 746,75 m.

0— 5,10 m.	Basaltstein, Basalt mittelhart, Basalt hart.
5,10—11,45 m.	Basalt mit harten Einlagerungen und porösen Lagen.
11,45—34,60 m.	Basalt mit porösen Lagen und mit harten Einlagerungen, meist mittelhart.
34,60—39,30 m.	Schlackenbasalt.
39,30—52,40 m.	Harter Basalt.
52,40—59,50 m.	Mittelharter Basalt.
59,50—63,90 m.	Schlackenbasalt mit Toneinlagerungen.
bei 63,90 m.	Glimmerschiefer.

Bohrung V: Tiefe 52,30 m. Seehöhe des Ansatzpunktes: 732,08 m.

0— 4,60 m.	Schlackenbasalte und rote Tone.
4,60— 9,15 m.	Harter Basalt.
9,15—29,05 m.	Mittelharter Basalt mit feinporösen Einlagerungen.
29,05—35,20 m.	Harter Basalt.
35,20—37,00 m.	Mittelharter Basalt.
37,00—41,60 m.	Harter, feinlassiger Basalt.
41,60—45,95 m.	Mittelharter Basalt mit feinporösen Einlagerungen.
45,95—52,30 m.	Schlackiger Basalt mit roten Tonen.

Aus einem Vergleich der geophysikalischen Untersuchungsergebnisse (magnetische Untersuchung durch Toperczer) ergibt sich die auf Abb. 2 dargestellte Situation. Toperczer hat darauf verwiesen, daß eine verstärkte Einwirkung auf die Magnetnadel am SW-Saum des Basalts, insbesondere in dessen mittlerem und NW-Teil und dann im NW-Teil der Basaltmasse überhaupt, zu erkennen ist. Aus dem Verlauf der Isoanomalen vermutet er 6 Ausbruchsstellen und nimmt am SW-Rand des Berges eine Hauptspalte und solche auch im anschließenden NW-Teil des Berges an, welche als die Eruptionsstellen in Betracht zu ziehen wären. Hierzu ist allerdings zu bemerken, daß Toperczer seinen Messungen die gleichmäßigen Einwirkungen kompakter Basalte einheitlich zugrunde gelegt hat. Ihm lagen damals die Ergebnisse der vorerwähnten Bohrungen noch nicht vor; außerdem war ihm die Mächtigkeiten der Basalte, die nunmehr durch die Bohrungen im NW-Teil sichergestellt, noch nicht bekannt. Aus diesen ergibt sich aber,

wie schon erwähnt, die starke und wechselnde Beteiligung von Schlackenmaterial im Aufbau. Toperczer gibt selbst an (S. 53), daß die Schlacken eine wesentlich geringere Einwirkung auf die Magnetnadel ausübten, als der feste Basalt. Wenn er daher angibt, daß Verschiebungen in den Ergebnissen durch Verschiedenheiten in der Gesteinsbeschaffenheit nicht zu erwarten sind, da drei an entfernten Punkten voneinander entnommene (normale) Basaltproben eine gleiche Magnetisierbarkeit erkennen ließen, so geht diese Angabe offenbar darauf zurück, daß ihm damals der große Anteil poröser Basalte mit Schlacken nicht bekannt war. Deren Auftreten muß aber wesentliche Beeinflussungen der Ergebnisse zur Folge haben.

Im übrigen bestehen ausgesprochene Unstimmigkeiten zwischen dem Verlauf der Isoanomalen und der Verbreitung der Basalte dadurch, daß nördlich und nordöstlich der Kuppe 730 ein Gebiet mit ausgesprochenen Minuswerten (bis —1000) vorliegt, obwohl in diesem Bereich auch kompakte

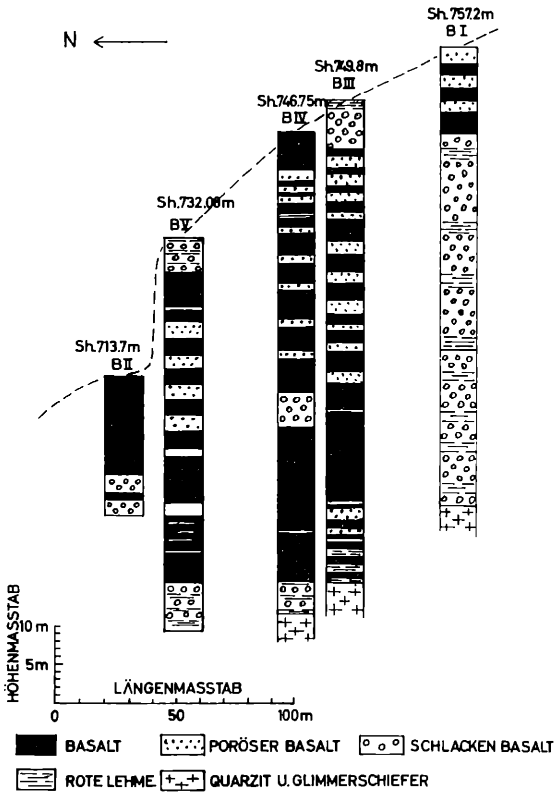


Abb. 3. Profile der Bohrungen am Basalt des Paulibergs.
(Graphische Darstellung nach den zur Verfügung gestellten Profilen.)

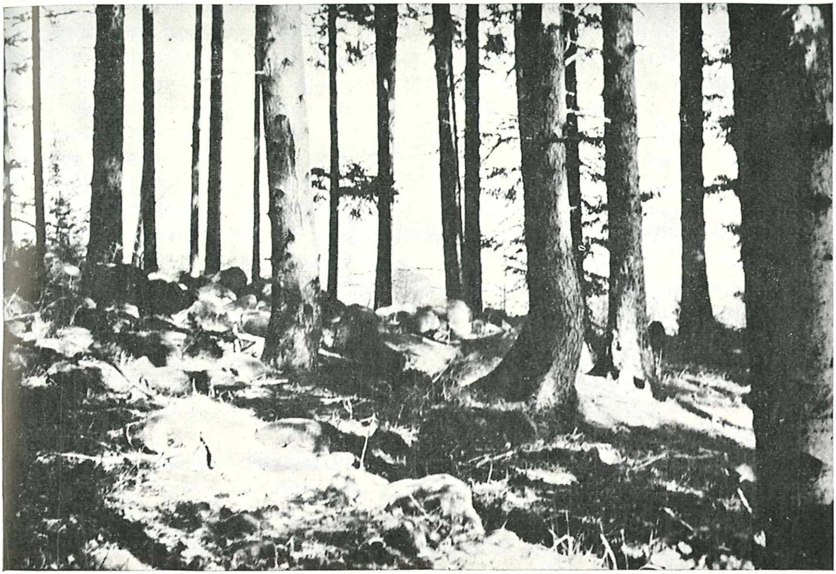


Fig. 3. Periglaziale Basalthalde am Pauliberg (NO-Abfall).

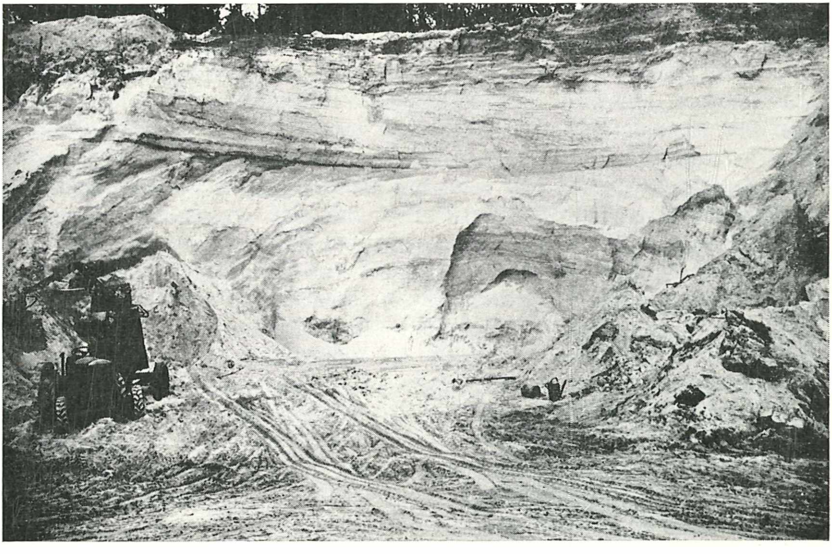


Fig. 4. Ältere pannonische Sande mit Deltaschichtung SW von Unterfrauenheid.

Basalte in bedeutender Mächtigkeit anstehen und gerade dort auch das „Doleritlager“ im Basalt auftritt. Sollte dieses letztere etwa die Ursache für die Minuswerte sein? Ebenso findet sich — spiegelbildlich am NW-Abfall des Pauliberges gegenüber — eine Zone mit Minuswerten (bis —1000), obwohl dort mächtiger, einheitlicher Basalt vorliegt. Ein weiterer Unsicherheitsfaktor entspricht der zur Zeit der Vermessung unbekannten Mächtigkeit des Basalts. TOPERCZER hat letztere in Anologie zu ebenfalls vermessenen und teilweise aufgeschlossenen Basaltvorkommen abgeschätzt (S. 351) und kommt zu einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 25 m. Demgegenüber haben die Bohrungen, soweit sie die Basaltmasse durchörterten, eine Mächtigkeit von 60,5 m, 63,05 m und 63,90 m im NW-Teil des Berges ergeben! Die magnetische Vermessung konnte bei dieser Sachlage offenbar keine sicheren Anhaltspunkte für die Lokalisierung von Eruptionsspalten ergeben. Trotzdem ist die NW—SO gerichtete Anordnung der Maximalwerte der Isoanomalen sehr auffällig und könnte irgendwie auf eine Aneinanderreihung aus der Tiefe aufsteigender Basaltgänge hindeuten. Aber irgend ein Beweis erscheint bei der gegebenen Sachlage nicht erbracht.

Ich habe schon 1913 darauf verwiesen und auch später noch die Auffassung vertreten, daß das grobkörnige Doleritgestein (Essexit) einer hypoabysischen Gesteinsmasse entspricht, deren Längsausdehnung auf mindestens ca. 120 m und deren aufgeschlossene Mächtigkeit stellenweise auf bis zu etwa 8 m (vertikale Höhe) geschätzt werden kann. Das Liegende bildet eine Wand von dichten Basalten. Man kann angesichts dieser Feststellungen und analogen Beobachtungen auch von anderer Seite, keinesfalls von einer Schliere im Basalt sprechen. Wahrscheinlich entspricht der Essexit einem Eruptivstock und, entsprechend seiner Differentiation nach der sauren Seite hin, einem letzten magmatischen Nachschub (vrgl. hierzu L. v. JUGOVICS 1939/40). Die Entstehung des hybabysischen Gesteins ist bei den gegenwärtigen Abtragungsverhältnissen am Basaltberg nicht zu verstehen, zumal der Essexit stellenweise fast bis zur Oberfläche des Plateaus hinaufragt. Die ihn bedeckende Masse muß wesentlich mächtiger gewesen sein, als seine gegenwärtige Basaltauflage beträgt. Die heutige Oberfläche des Basalts ist schon deshalb nicht die ursprüngliche der Lavamasse, da überwiegend kompakte Basalte und nicht ein Schlackenhut die Oberfläche bilden, ferner aus dem Umstand, daß eine Staffelung am Plateau vorhanden ist und daß sich das Oberniveau von 755 m Seehöhe der großen Abtragsflur der Buckeligen Welt, welche von Westen her am Pauliberg in breiter Front herantritt, gut einfügt. Man kann wohl vermuten, daß etwa mindestens 50 m Basalt über dem „Dolerit“ abgetragen worden sein müssen, welche seine hybabysische Kristallisation, vielleicht unter starker Wärmezufuhr aus der Tiefe durch Gase, ermöglicht haben. An dem SW-Steilabfall der Basaltplatte, in der

Nähe von K. 755, stellte ich an einem Hangaufschluß eine scharfe Abgrenzung von Schlackenmassen, vielleicht einer Schlotfüllung oder einem Schlackenkegel entstammend, der dann vom Basalt überflossen wurde, fest. Dies spricht jedenfalls für einen Ausfluß des Basalts in unmittelbarer Nähe.

Aus diesen Angaben folgt, daß der Pauliberg einer Basaltdecke entspricht, welche in ihrem Verbreitungsbereich selbst, zumindest im NW-Teil, Ausbruchspunkte besitzt, welche durch Schlackenmassen und zum Teil auch durch besonders feste Basalte gekennzeichnet sind. Die Basaltplatte senkt sich in ihrer Unterfläche von NW nach SO, von ca. etwas unter 685 m auf unter 600 m ab, während die heutige Oberfläche ein Abfallen von 750 m auf über 660 m Seehöhe erkennen läßt. Diese Erscheinung ist auf eine spätpliozäne schräge Herauswölbung gegenüber dem Landseer Becken zurückzuführen.

Zu 2: Ich habe schon in meinen letzten Mitteilungen über den Pauliberg (1951, 1956), in Übereinstimmung mit der schon vorher von L. v. Jugovics geäußerten Deutung, darauf verwiesen, daß die speziell am SO-Teil der Basaltmasse in tieferen und höheren Hangpartien auftretenden Basaltanhäufungen Schuttmassen periglazialer Natur sind. Unter den Basaltwänden besonders der NO-Flanke schalten sich, von letzterer abgeglittene Wälle von groben und gröbsten Basaltschutt bzw. von zerrüttetem Basalt an, deren Entstehung auf periglaziale Vorgänge zurückzuführen ist. Weiter hangabwärts sind es mehr oder minder zusammenhängende Schutthalden von Basalt, welche auf der geologischen Karte Mattersburg als anstehende Basalte zur Darstellung gebracht wurden. Aus der Art der Anhäufung, aus der wechselnden Größe der Blöcke, welche bis m^3 Ausmaß an Größe erreichen und durchaus den Charakter von Wanderhalden besitzen, kann mit Sicherheit angegeben werden, daß es sich hier, wie an den in weitverbreiteter, gleicher Art an mehreren oststeirischen Basaltbergen auftretenden basaltischen Hangbedeckungen um typische periglaziale Blockhalden handelt. Solche habe ich z. B. vom Stradener Kogel (1960) beschrieben, wo sie Flächen von mehreren km^2 bedecken. Schwarztafel 2, Fig. 3, gewährt ein gutes Bild der Wanderhalden am NO-Gehänge des Paulibergs. Das Schuttmaterial hat sich bis auf 2 jüngstpliozäne bzw. präglaziale Fluren, welche eine Seehöhe von ca. 500 bzw. 470 m aufweisen, herabbewegt. Die Hauptmasse der Schuttmassen ist schon in der Nähe der Abbrüche in größeren Schollen liegen geblieben, ein weiterer Teil hat sich aber bis auf die vorerwähnten Terrassen hinabbewegt, wobei sich stellenweise eine Rotlehmbedeckung dieser vorglazialen Terrassen

beobachten läßt. Eine Rotbrennung durch den Basalt kommt keineswegs in Betracht, sondern es liegen hier Roterden vor, wie sie übrigens am Ostabfall des Pauliberges oberhalb der Ortschaft Lindgraben am Waldrand, in einem etwas tiefer gelegenen Niveau, in einem Hohlwege in ganz analoger Weise aufgeschlossen sind, und dies etwa 2 km entfernt vom Basaltrand!

Daraus folgt, daß keine Anzeichen dafür vorliegen, daß der Basalt des Pauliberges Lavaströme an seine mittleren oder tieferen Hänge entsendet hat. (Näheres zur Frage der Rotfärbung unter Basalten vgl. auch S. 175.)

Zu 3.: An der tieferen NO-Flanke des Pauliberges treten beim Dachsbründl die zuerst von E. R. Schmidt im Fachschrifttum erwähnten sarmatischen Kalke, Tegel und Sande auf, welche die entsprechenden Versteinerungen führen und nach der Prüfung auf Foraminiferen dem Untersarmat zugehören. Viel ausgedehnter als dieses zufällig gut erschlossene, kleine fossilvorführende Vorkommen ist die Verbreitung von Geröllmaterial, insbesondere Quarze, die sich darüber am Gehänge des Paulibergs bis ca. unter 600 m Seehöhe hinaufziehen. Sie sind auf dem geologischen Kartenblatt Mattersburg (nach Kümel) als Terrassenschotter („sarmatisch-pannonisch“) bezeichnet. Ich stimme mit der Angabe von H. Küpper in den „Erläuterungen“ überein, daß die Bezeichnung „Terrassenschotter“ nicht günstig ist. Ich konnte nun 1953 in einem oberhalb des Bründl verlaufenden Hohlweg feststellen, daß dort unter dem Sarmat eine Schotterserie lagert, und zwar an der Basis des fossilführenden Sarmats gröberer Schotter, darunter dann ein Feinschotter reich an Quarzgeröllen (ca. 1 m) und unter diesen 2 m Grobschotter, auch mit kantigem Material, welcher bis doppelt walnußgroße Gerölle aufweist. Nach dieser Feststellung ist es sehr wahrscheinlich, daß die gesamte Schotterüberstreuung am Pauliberg sarmatischen Alters ist, wofür auch die Tatsache spricht, daß an etwas weiter unterhalb gelegenem Beckensaum die sarmatische Stufe transgrediert.

Die N-Flanke des Pauliberges gegen das Sauerbrunntal, welches bei Kobersdorf ausmündet, entspricht, nach den gemachten Feststellungen, einer Abbiegung der Flanke des Pauliberges gegen NNO hin, gegen eine vermutlich in diesem Tälchen verlaufende Querstörung. Diese letztere gibt sich an der Tertiärgrenze gegen das Kristallin auch durch eine am Blatt Mattersburg verzeichnete Verstellung zu erkennen. Mit ihr wird die Entstehung des Sauerbrunns im Zusammenhang stehen. Es ist daher zu vermuten, daß der Pauliberg einst zur Gänze von sarmatischen Schichten bedeckt gewesen war, welche Hülle aber schon vor Ausbruch der Basalte in den höheren Teilen abgetragen worden war, so daß diese Schichten unter dem Basalt nicht mehr angetroffen werden. Für diese Denudation steht ein langer Zeitraum, vielleicht schon ab höherem Sarmat, während des ganzen Pannons (und Altdaz) zur Verfügung.

III. Die Schichtfolge im (mittleren Teil des) Landseer Beckens und der Basalt von Oberpullendorf — Stoob (Textabb. 1, S. 158)

Die nachstehende Schichtgliederung des Mittelabschnittes der Landseer Bucht, welche hier zu begründen ist, und welche den Raum des Draßmarkter Beckens und jenen zwischen den Ortschaften (Weppersdorf), Stoob, Oberpullendorf und Dörfl im Westen und jenen von Kroatisch Geresdorf, Kroatisch Minihof-Nikitsch bis zur österr.-ungarischen Grenze im Osten umfaßt, unterscheidet sich von der Darstellung am geologischen Blatt Mattersburg besonders durch folgendes: 1. Der den sarmatischen Schichten auf der vorgenannten Karte zugewiesene Raum ist in seinem östlichen Randgebiet teils auf Kosten des Pannons, teils auf Rechnung einer ins Daz gestellten, im Westen grobklastischen, nach Osten sich rasch verfeinernden Schichtserie einzuschränken. 2. Das Pannon erfährt dadurch eine mäßige Erweiterung seiner räumlichen Ausbildung im Westen zwischen Weppersdorf Süd—Schwabenhof—Stoob—Oberpullendorf; andererseits aber eine sehr bedeutende, bis an und über die Grenze gegen Ungarn im Osten reichende Einschränkung seiner Ausdehnung auf Kosten der Verbreitung einer breiten, der dazischen Stufe zugeordneten Schichtserie, schließlich auch durch eine größere Ausdehnung älterer und ältester quartärer Schotterdecken.

1. Das Sarmat. Daß die Draßmarkter Teilbucht, welche den West- (NW-) Saum der Landseer Bucht umfaßt und dort die Fortsetzung der schon von K. HOFMANN 1878 und dann von R. JANOSCHEK näher studierten sarmatischen Schichtserie am N-Saum des Landseer Beckens bildet und hierbei bei Kobersdorf aus der allgemeinen W-Richtung nach Süden umlenkt, erscheint durch 7, über den ganzen Raum verteilte Fundpunkte mit charakteristischen sarmatischen Fossilien (F. KÜMEL) erwiesen. Die Vermutung von H. KÜPPER (1957), daß nur eine seichte örtliche sarmatische Überdeckung über helvetische Schichten vorläge, entbehrt näherer Begründung. Der von KÜPPER herangezogene Mangel an Foraminiferen im Sarmat der Draßmarkter Teilbucht ist jedenfalls auf einen starken brakischen Einschlag zurückzuführen. Im übrigen dürfte die Zahl

---

Farbtafel 1: Der Basaltbruch von Stoob. (Textliche Erläuterungen siehe S. 174)

B	Basalt
Z	Zersetzter Basalt
Sr	Quartärschotterbedeckung (mit Lehm)
R	Roterde unter Basalt

Zu: A. Winkler-Hermaden:
Altersfrage des Basalts von Oberpullendorf usw.

Tafel 1



der untersuchten Proben zu geringfügig gewesen sein. Denn wenn sich, auf einer Erstreckung von N nach S von ca. 12 km, 7 Fundpunkte typisch sarmatischer Fossilien vorfinden, so ist sicherlich auch das Auftreten von Foraminiferen in geeigneten tonigen Lagen zu erwarten. Die Verhältnisse liegen in der Draßmarkter Bucht, ähnlich wie in der teilweise abgeschlossenen südweststeirischen Tertiärbucht im Torton, wo ein sehr rascher Übergang aus sehr fossilreichen Meeresschichten in fossilarme und fossilleere Sandentwicklungen sich vollzieht, welche dann vollkommen fossilfrei werden.

Wie grenzt sich nun das Sarmat der Draßmarkter Teilbucht ostwärts gegen das Pannon ab? Bei St. Martin im Stoober Tal sind von R. Janoschek sarmatische Versteinerungen in der Ziegelei festgestellt worden und noch südöstlich davon, auf der linken Seite des Stoobertales, sind bei einer alten Ziegelei an der Talsohle von dem genannten Tegel mit sarmatischen Fossilien aufgefunden worden. R. Janoschek betont mit Recht (1932, S. 94), daß für die gesamte Schichtfolge der Draßmarkter Bucht auch wegen der vom Torton und den älteren Ablagerungen durchaus abweichenden faciellen Beschaffenheit nur Sarmat in Betracht komme.

Diese Feststellungen gelten streng nur für den auf ca. 15 km Länge von N nach S sich erstreckenden Nordteil der Draßmarkter Bucht, nicht mehr aber für den Bereich der sich auf etwa weitere 10 km südlich anschließenden Randpartien, in denen sich ausgedehnte Grundgebirgsaufbrüche vorfinden, welche von älteren Sedimenten des Jungtertiärs teilweise überdeckt werden.

Der Beginn dieser letzteren ist auch auf Blatt Mattersburg schon im Raum zwischen Kaisersdorf und Karl am Randsaum des Kristallins ausgeschieden worden. Sie bilden zeitliche Äquivalente der Blockschotter, Grobschotter und Süßwasserschichten des Brennbergs. Nach den Erhebungen von F. Tauber dürften sich im Raum von Bubendorf—Pilgersdorf kohleführende Ablagerungen des Tortons den vorgenannten auflagern, Äquivalente der in der NO-steirischen Teilbucht entwickelten, tortonischen produktiven Schichtfolge von Tauchen. Es würde über den Rahmen dieser Mitteilung hinausgehen, die engeren Beziehungen zu erörtern, welche zwischen diesen südwestlichen Randbildungen der Draßmarkter Teilbucht, welche in die Bucklige Welt hinein bis in die Gegend von Kirchschlag vorstoßen, und zwischen der von mir eingehender beschriebenen, mittleren miozänen Schichtfolge in der großen Krumbacher Quersenke (NW-SO durchziehend) bestehen und dort eine Aufgliederung, ähnlich wie am Brennberg, in drei Haupthorizonte ermöglicht haben (1927, 1951).

2. Die Grenze der sarmatischen und pannonischen Schichten und die Ausdehnung der letzteren in der Landseer Bucht. Bei Weppersdorf im N (NW) ist die Grenze zwischen

Sarmat und Pannon ziemlich eindeutig. Pflanzenführende Schichten südöstlich von Weppersdorf werden noch als sarmatisch angesprochen und hängen offenbar mit dem fossilführenden Sarmat bei und östlich von St. Martin zusammen. Die mächtigen Schottermassen, welche, schon von R. JANOSCHEK eingehend beschrieben, mit Einfallen nach NO, im östlichen Teil von Weppersdorf das Sarmat bedecken, dort in großen Gruben schön erschlossen sind, werden allgemein als pannonisch angesehen (R. JANOSCHEK 1931 und Darstellung auf Blatt Mattersburg). (Textabb. 1.)

Sie enthalten Gerölle bis über Kindesfaustgröße. Weiter südöstlich, an dem Fahrweg von Unterfrauenheid nach Schwabenhof, sind am Höhenrücken westlich von Unterfrauenhaid sehr ausgedehnte Aufschlüsse von pannonischen Sanden und Kiesen (Fig. 4 auf Schwarztaf. 2, S. 164). Sie zeigen im allgemeinen eine mäßige Geröllgröße, meist nur Haselnußgröße, nur in einzelnen Lagen auch eine größere. Sie lassen eine ausgeprägte Deltaschichtung erkennen, von rein fluviativen Lagen bedeckt, wobei letztere auch gröbere Gerölle aufweisen. Die auf ca. 400 m Länge hin ausgedehnten Aufschlüsse zeigen, daß hier ein seichtes Seebecken durch vordringende Delta- und Schuttkegel verschüttet wurde. Diese Sedimentationsverhältnisse und das völlige Fehlen marin-brakischer Fossilien beweisen, daß es sich hier um limnisch-fluviatile Ablagerungen handelt, welche zu den mächtigeren Schottermassen von Weppersdorf—Lackenbach—Lackendorf in enger Beziehung stehen, aber, nach dem flachen Südfallen des Gesamtkomplexes, schon ein etwas höheres Niveau darstellen. Die Deltaschichtung zeigt in den großen Gruben westlich von Unterfrauenhaid ein Einfallen nach SW und SSW, während in der Schottergrube an der Eisenbahn OSO von Lackenbach ein Südfallen der Deltaschichtung erkenntlich ist. Für die Herkunft des Materials, welches einen sehr guten Abrollungsgrad aufweist und dem Kalkgerölle fehlen, kann nur ein Gebiet kristalliner Zusammensetzung in den höheren Teilen der Buckligen Welt und vielleicht noch bis zu den Hängen des Wechselmassivs in Betracht gezogen werden[4]).

[4]) Die pannonischen Schichten werden auf den Höhen bei Unterfrauenhaid und westlich von Raiding von groben Terrassenschottern bedeckt, welch letztere auf Blatt Mattersburg zum größeren Teil nicht eingetragen sind.

Schwarztafel 3, Fig.	W.Sd	weiße Sande, vermutlich pannonisch
	Daz	vermutlich dazische Schotter und Kiese
	Di	Diskordanz
Fig. 6:	B	Basalt
	D	dazische Sande
	Qu	Quartärschotter und Lehme
	Sch	Bauschutt

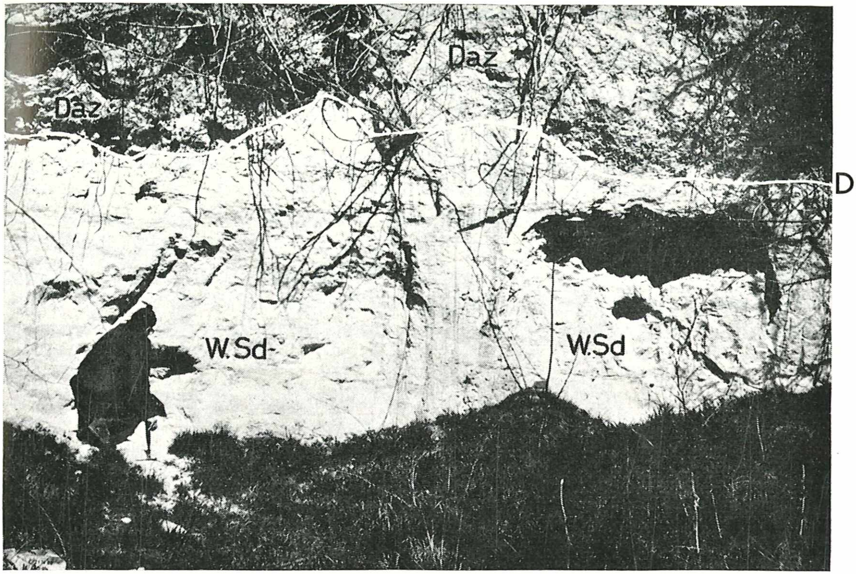


Fig. 5. Diskordanz zwischen weißen Sanden (pannonisch?) und dazischer Schotter-Sand-Serie.

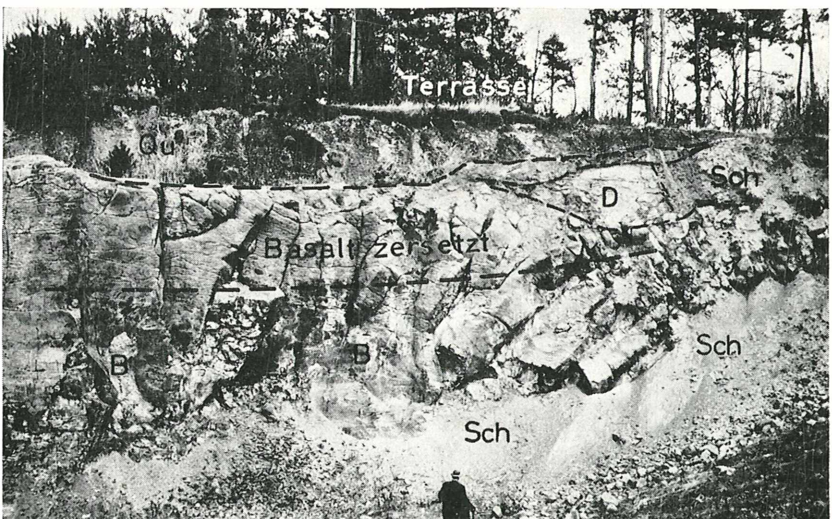


Fig. 6. Basaltsteinbruch südlich von Stoob.

Auf dem südwestlichen Parallelrücken zum Höhenzug Oberfrauenheid (K 313)—Radlingriegel (312), auf der Anhöhe westlich des Goberlingbaches und östlich von Schwabenhof, sind bei letzterem Orte wieder analoge Sand-Kies-Schichten aufgeschlossen mit Geröllen bis Walnußgröße, die ebenfalls Deltaschichtung erkennen lassen.

Darnach kann angenommen werden, daß die Plateaufläche zwischen Stoober Bach und dem Goberlingtal, nördlich, nordöstlich und östlich von Schwabenhof von pannonischen und nicht, wie auf Blatt Mattersburg angegeben, von sarmatischen Schichten gebildet wird[5]), unbeschadet des Umstandes, daß auf dem westlichen Saum des Plateaus pflanzenführende Schichten, die dem Sarmat zugehören, als Unterlage, südwärts bis gegen Schwabenhof, hervortreten.

Auch im Tal des Edlau-(Dorfau-)Baches, unterhalb von Draßmarkt, muß die Grenze zwischen sarmatischen und pannonischen Schichten offensichtlich berichtigt werden. Das ganz vorwiegend von feinkörnigen Schichten des Sarmats erfüllte Draßmarkter Becken läßt ca. 2 km östlich der Kirche von Draßmarkt, an der NO-Flanke des Edlautälchens, bei Kote 302, einen mächtigeren Komplex von sandigen und kiesigen Schichten in einer Sandgrube, von ähnlichem Habitus wie das Pannon im Raum von Frauenhaid—Weppersdorf, feststellen. Die Schichten sind 12 m hoch aufgeschlossen, zeigen Gerölle von Haselnuß- bis selten über Nußgröße unter einer Terrassenbedeckung. Es ist eindeutig, daß diese die Höhe 352 aufbauenden Schichten dem (tieferen) Pannon zugehören. Der Kristallinaufbruch Edlau Mühle—Nopplerberg bei Stoob wird demnach an seiner Westflanke von einem schmalen Streifen pannonischer Schichten flankiert.

Im Bereich von Stoob bilden, wie schon KÜMEL festgestellt hat, weiße Sande und feinste Kiese in den Gruben bei der katholischen Kirche (östl. der Ortsmitte) die Basis der Schichtfolge und werden diskordant von einem mächtigen Schichtkomplex von Schottern, Sanden und eingeschalteten Tonlagen („Töpfertonen“) überlagert, welcher bis zur Höhe 309 heraufreicht und dort von Terrassenschottern überdeckt wird (Schwarztafel 3, Fig. 5). Diese hellen Liegendsande können als Fortsetzung jener von Schwabenhof und Unterfrauenhaid angesehen werden und als pannonisch gelten. Eine jüngere Serie wesentlich gröberer Beschaffenheit bildet dort ihr Hangendes. Weiße Sande gleicher Beschaffenheit sind beim Straßenbau südl. von Stoob (Straße nach Oberpullendorf) prächtig aufgeschlossen gewesen (siehe Textabb. 4, S. 96). Sie lagern unter dem Basalt von Stoob (Farbtaf. 2 oben und Farbtaf. 3 oben).

[5]) F. KÜMEL hat zwar die Zuordnung dieses Schichtbereichs zum Sarmat vorgenommen, gleichzeitig aber betont, daß diese nicht gesichert sei.

Die nähere Aufgliederung dieser Schichtfolge geringer Mächtigkeit, welche unmittelbar zwischen dem Kristallin (Gneisen) und dem Basalt zwischengeschaltet ist, ergibt sich auch aus den angeführten Abbildungen. Die Gesamtmächtigkeit dieser gesamten, aus Kiesen, gröberen Geröllagen und eckigem Kristallinschutt bestehenden Ablagerungen beträgt kaum 5 m. (Auf die Beziehungen derselben zum Basalt komme ich auf S. 175 zurück.) Die Beschaffenheit und Lagerungsverhältnisse sprechen für eine Gleichzeitigkeit der weißen Sande von Stoob und jener an den Straßenaufschlüssen zwischen Oberpullendorf und Stoob, an welcher letzteren Örtlichkeit diese auf einige 100 m Länge aufgeschlossen waren. Derselben Schichtgruppe dürften auch die feineren hellen Sande, Tegel und Feinkiese in den Aufschlüssen der ehemaligen Ziegelei (jetzt Arbeitsstätte der Straßenbauverwaltung) in Oberpullendorf zugehören.

Die genannten, mit weißen Sanden, Geröllagen und Breccien gekennzeichneten Ablagerungen von Stoob—Oberpullendorf stehen mit dem Übergreifen der jungtertiären, wahrscheinlich pannonischen Schichtfolge in enger Beziehung. Sie können als Brandungsablagerungen des pannonischen Sees angesehen werden, während von NW her Deltas in diesen eingebaut wurden.

Am Nordsaum der Landseer Bucht (Westteil) lagern, nach R. Janoschek, die als Pannon angesprochenen Schotter, Kiese und Sande im Raum von Weppersdorf—Lackenbach (Nord) über den durch Fossilführung belegten Grenzschichten vom Sarmat zum Pannon auf. Da aber letztere nur dort und noch an einer anderen Stelle westlich von Neckenmarkt festzustellen waren und im übrigen fossilführendes tiefes Pannon in der Landseer Bucht überhaupt zu fehlen scheint, so entsteht die Frage, ob die vorerwähnten Schotter-Sandmassen (Weppersdorf, Lackendorf, Lackenbach, Unterfrauenheid) und die östlich daraus hervorgehenden Sand-Feinkiesmassen nicht einem schon etwas höheren Horizont

---

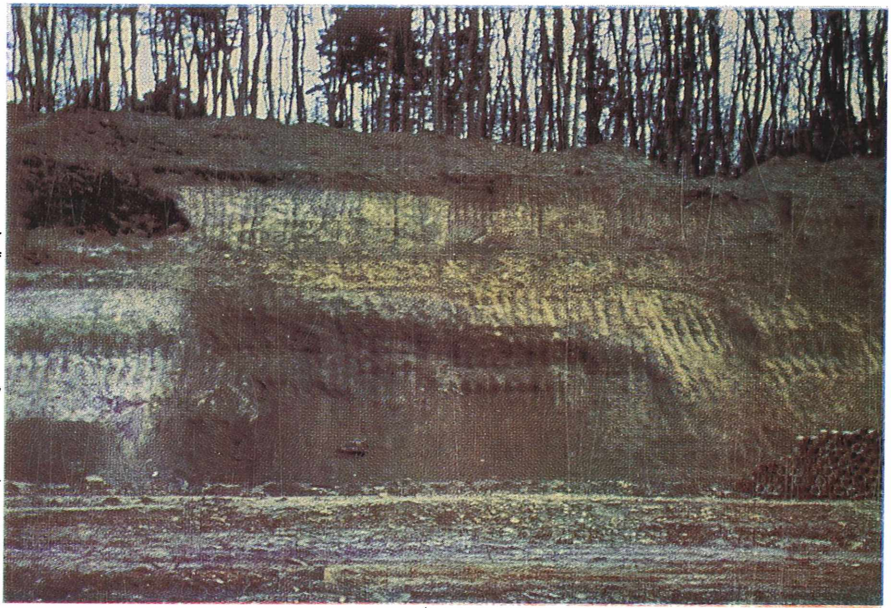
Farbtafel 2, oben: Straßenbauaufschluß südlich von Stoob.

Kr	Kristallin (Gneiß)	
KS	Kristallinschotter mit Schutt	vermutlich Pannon
Sd	KS helle Sande	
HT	helle Sande mit Tegel	
B	Basaltdecke. Daz	
Bs	Jungquartärer Basaltschutt	
L	Löß	

Farbtafel 2, unten: Aufschluß wie oben, von etwas weiter südlich aus gesehen.

Kr	Kristallin
Sd	Sande (vermutlich Pannon)
L . . .	Löß
In der Mitte:	glazialer Basaltschutt (vor Löß entstanden)


B
HT
Sd
KS
Kr
L
Bs
Kr


B
Sd
Kr
L
Bs

des Unterpannons zugehören (D-Hor.?), zumal im Raum von Ritzing—Neckenmarkt und östlich davon die Breite des sarmatischen Schichtstreifens immer mehr reduziert wird, und schließlich, nach R. JANOSCHEK, in Neckenmarkt das Pannon bis auf Torton übergreift. Ich vermute, daß sich in diesen Erscheinungen eine früh-intrapannonische Diskordanz zum Ausdruck bringt.

Im Raum von Neckenmarkt (Süd)—Horitschon—Deutschkreuz erscheinen dann höhere pannonische, insbesondere oberpannonische Schichten, welche in den schönen Aufschlüssen südlich des Meierhofes von Schloß Deutschkreutz studiert werden können. Die Ablagerung fällt, nach R. JANOSCHEK (1931), mit 8° deutlich gegen Südosten ein. Ihre Fortsetzung ist in hochpannonischen Sanden in anschließenden Profilen auf ungarischem Boden zu erblicken. Aufschlüsse dieser Sandmassen sind auch an den Serpentinen im Straßenanstieg südlich von Deutschkreutz (Straße gegen Nikitsch) sichtbar.

Auf der Südflanke der Landseer Bucht treten im Lutzmannsburger Weingebirge, im südlichen Abschluß des östlichen Landseer Beckens, pannonische Schichten auf, welche auf Mittel- oder Oberpannon deutende Ostracoden enthalten (A. TOLLMANN). Sie fallen vorwiegend flach nordwärts gegen das Becken ein.

3. Die als dazisch angesprochene Schichtfolge am Basalt von Oberpullendorf und ihre östliche Fortsetzung bis zur ungarischen Grenze (Abb. 1, S. 158; Schwarztaf. 3, Fig. 5).

Über der Sand-Feinkies-Serie von Stoob—Oberpullendorf (weiße Basissande) lagert, den Basalt übergreifend und stellenweise auch dem Kristallin aufgelagert, eine jüngere Schichtserie, welche bisher überwiegend als pannonisch betrachtet worden war. Sie tritt in der Ausbildung als Grobschotter, Kies, Sand und Ton auf. Sie lagert, durch eine Diskordanz getrennt, welche schon von F. KÜMEL erkannt wurde, über den weißen Sanden der Gruben von Stoob. Ihr gehört die Grobsandauflagerung über dem Basalt von Stoob und schließlich die weitgehende Umhüllung des Basalts von Oberpullendorf an seiner N-, W- SW- und S-Flanke zu. Sie ist, wie die Verhältnisse beim Basalt von Stoob zeigen, durch einen deutlichen Hiatus, welcher sich in einer tiefgreifenden Verwitterung ausprägt und durch eine klar feststellbare facielle Abgrenzung gegen die feinkörnigeren und einheitlicheren pannonischen Sedimente, in die ihre Schichten im weiteren Raum von Oberpullendorf als breite Rinnenfüllung eingesenkt sind, gekennzeichnet. Auf der geologischen Karte „Mattersburg“ ist sie westlich und östlich von Oberpullendorf mit der gelben Farbe des Pannons eingetragen und teil-

weise durch aufgedruckte Ringelchen in ihrem Schottercharakter gekennzeichnet, aber in willkürlicher und oft nicht zutreffender Begrenzung. Sie reicht im Edlaubachtal von Dörfl, wo sie dem Kristallin auflagert, bis zum Kristallin südlich der Edlaumühle. Zwischen diesem Tale und dem Stooberbachtal sind diese gröberen Schotter mit Geröllen, oft bis Faustgröße, allenthalben verbreitet und hängen unmittelbar mit der Überdeckung des Basalts von Oberpullendorf zusammen.

Gute Aufschlüsse finden sich oberhalb von Dörfl (Auflagerung auf Kristallin) und in einem ca. 1 km weiter nördlich gelegenen Aufschluß in einer im Walde angelegten Schottergrube, wo neben dem vorliegenden Geröllmaterial auch eine Lehmlage zu verzeichnen ist. Die Schotter reichen bis zu einer Höhe von K 320 und K 336 in gleicher Ausbildung hinauf. Die Schottermächtigkeit beträgt noch gegenwärtig mindestens 80 m (im Bereiche der tieferen Rinne), ihre obere Grenze ist aber eine Denudationsfläche.

Von analogen Schichten wird der Basalt von Oberpullendorf und jener von Stoob an den begleitenden Höhen überlagert, wie die Straßenaufschlüsse Oberpullendorf—Richtung Groß Warasdorf und die Schottergruben auf den Anhöhen von Stoob zeigen. Westlich des Dörflbachtales setzen sich die Schotter gegen den Raum südlich von Draßmarkt und Karl, zum Teil von Quartärterrassen bedeckt, fort.

In den schon erwähnten Aufschlüssen hinter der katholischen Kirche von Stoob ist dieser Schichtkomplex in je einer Grube in seinem tieferen und seinem höheren Teil aufgeschlossen (Schwarztaf. 3, Fig. 5). Der mit Sand und Schotter vermischte grobe Kies enthält Einschaltungen von Tonbändern, die teilweise den Charakter eines Töpfertons zeigen und äußerlich „Bentoniten" ähnlich sind. In der unteren Grube erreicht die Geröllgröße Kindesfaust, in der oberen Grube sind auch einzelne größere Gerölle zu sehen. Noch gröbere Terrassenschotter bilden den darüber gelegenen Kamm.

Am Basalt von Stoob (1,5 km südlich der Ortsmitte) sind, wie schon H. KÜPPER und F. KÜMEL festgestellt haben, jungtertiäre Sande aufgelagert, stellenweise auch mit einer Tegellage versehen (Schwarztaf. 3, Fig. 6, Textabb. 4), auf die ich noch zurückkomme. Als Fortsetzung dieser Schichtfolge können die am nächst östlich gelegenen Höhenrücken (Gusta Draga-Wald) und im Gemeindewald K 298 feststellbaren Kiese und die in diesem Gebiete besonders ver-

---

Schwarztafel 4, Fig. 7:	B	Basalt
	R	Roterden
	Sd	Sande vermutlich pannonisch
	Sch	Bauschutt

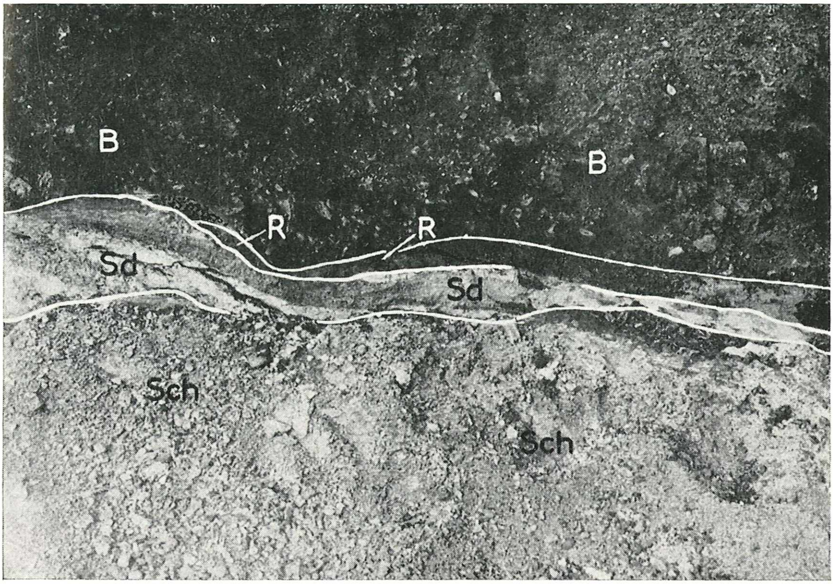


Fig. 7. Detail der Basaltauflagerung über Roterden und weißer Sandserie (pannonisch?) (südlich Stoob).

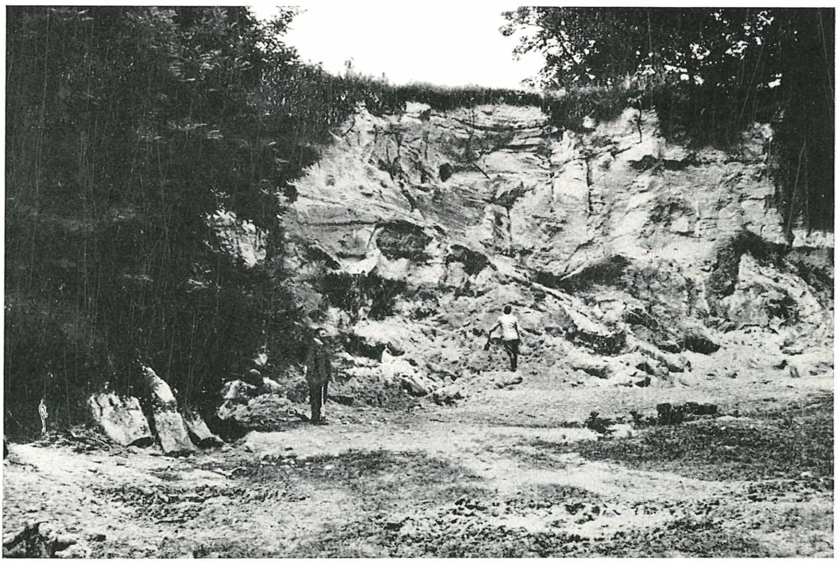


Fig. 8. Kreuzgeschichteter Sand des Daz bei Kroatisch Minihof.

breiteten und ausgebeuteten Töpfertone angesehen werden[6]). Meiner Auffassung nach sind sämtliche Tonerdengruben im Bereiche der „Dazischen Schichtfolge" gelegen — entgegen der Darstellung von F. KÜMEL, welcher diese auf 2 Horizonte aufgeteilt hatte. Die Einordnung dieser charakteristischen, praktisch auswertbaren Tone im selben Raum, in zeitlich voneinander weit getrennte Niveaus, erscheint schon an sich unwahrscheinlich. Auf Grund unserer Begehungen lagern die Tone aber sämtlich in dem höheren, durch eine Diskordanz getrennten Komplex und sind wahrscheinlich in ihrer Entstehung mit dem dazischen Basaltvulkanismus verknüpft.

Weiter östlich nimmt die Korngröße der „dazischen Schichten" bei Übergang in limnische Sedimente rasch ab. Doch konnten noch am Südende von Groß Warasdorf (neben der Straßeneinmündung von Oberpullendorf) feine Kiese festgestellt werden.

Etwa von Groß Warasdorf nach NO hin setzt dann, nach den Untersuchungen von K. SCHOKLITSCH (1962), eine abweichende, kalkreiche und in ihrem Schwermineralspektrum differierende Schichtfacies ein, welche auf eine Zufuhr des Materials von NO (ONO) her hinweist (vgl. K. SCHOKLITSCH 1962).

An der Anhöhe südlich der Straße Groß Warasdorf—Klein Warasdorf bis Nebersdorf (Höhe Draga Wald, K 289) sind kalkkonkretionäre Sande verfolgbar und auch von F. KÜMEL auf Blatt Mattersburg gesondert ausgeschieden worden. In Groß Warasdorf und im Ort Nebersdorf sind Tone mit Kalkkonkretionen aufgeschlossen. Unmittelbar östlich der Ortsmitte von Nebersdorf sollen in der Tiefe von 8—10 m eine 1,5 m mächtige Töpfertonlage festgestellt worden sein. Diese, an Kalkkonkretionen reichen Schichten setzen sich ostwärts bis zur ungarischen Grenze fort. Ca. 1 km NNW der Ortsmitte von Kroatisch Minihof sind in einer Sandgrube mächtigere konkretionäre Sandsteinbänke mit Kreuzschichtung (Schwarztaf. 4, Fig. 8) aufgeschlossen. Bei Nikitsch treffen, am SO-Ende des Ortes mehrfach aufgeschlossene, Sande auf (kreuzgeschichtet), welche von Tegeln mit Kalkkonkretionen und Feinsanden überlagert werden. Alle vorgenannten Aufschlüsse zeigen sehr flache Lagerung und unterscheiden sich dadurch von den oberpannonischen Sanden des Raums von Deutschkreutz, welch letztere deutlich gegen S und SO einfallen.

An dieser Stelle muß ein Einwand gegen das dazische Alter der Schichtfolge bei Nikitsch—Kroatisch Minihof entkräftet werden. E. THENIUS hat in einer Mitteilung, zu der A. F. TAUBER einen geologischen Beitrag geliefert hat, einen Geweihrest-Fund von Nikitsch beschrieben, welcher aus einem der

[6]) Die auf der geologischen Karte, Blatt Mattersburg, im Raum östl. von Oberpullendorf—Stoob eingetragenen Pannonschotter, sind, meiner Auffassung nach, teils als Daz-Schotter-Komplex, teils — soweit es sich um grobe Oberflächenbedeckungen handelt — als Terrassenschotter anzusehen, welch letztere in zu wesentlich geringerem Umfang auf der geologischen Karte verzeichnet sind.

beiden, von den Genannten beschriebenen Brunnenprofilen, nämlich von jenem bei einem Haus Csenar stammte. Der Rest wurde in einer Tiefe von ca. 15 m geborgen, und zwar aus einem eisenschüssigen wasserführenden Sand mit Geröllen bis 6 cm Durchmesser, unterhalb der Tiefe von 14,5 m. Das Profil des Brunnens bestand bis zur Tiefe von 12 m aus Löß, darunter einer Sand-Schotterschicht von 4 bis 5 m. Unsere genauen Begehungen in diesem östlichen Teil der Landseer Bucht und so im Raum südlich von Deutschkreutz—Raiding im N und nördlich des Lutzmannsburger Weingebirgs im S und östlich der Linie Groß Warasdorf—Nebersdorf zeigten, daß, soweit das Jungtertiär in Betracht kommt, dieses geröllfrei ist. Die einzigen Schotter, welche in diesem Gebiet auftreten, sind quartär (z. T. ältestquartär, früher als jüngstes Pliozän angesehen). Bei dem durch die Brunnengrabungen erreichten und den Geweihrest enthaltenen Schotter handelt es sich, auch nach eigenen Erhebungen an Ort und Stelle, um eine jungquartäre Ablagerung, welche mit dem unteren Teil der Lößbedeckung die heutige Talsohle noch unterteuft. Der Schotter selbst ist aus der Umlagerung der altquartären Terrassenbildungen entstanden, welche im Einzugsbereich des Nikitschbaches auf den Höhen auftreten. Somit fällt der Beweis für ein mittelpannonisches Alter der Schichtfolge bei Nikitsch weg. Daß ein Geweihrest in limnischen Sedimenten jungtertiären Alters auftreten würde, wäre schon an sich sehr unwahrscheinlich. Jedoch besteht, falls das jungtertiäre Alter des Geweihrestes (im Sinne von E. Thenius) nicht zu bezweifeln ist, die Möglichkeit, daß sich dieser auf sekundärer Lagerstätte befindet und von der, einer Diskordanzfläche zwischen Pannon und Daz entsprechenden Basis der letzteren Stufe, abzuleiten ist. An dieser Auflagerungsfläche wäre eine Landbildung zu erwarten. Nach der vermuteten Verbreitung der dazischen Schichtfolge im Raume von Nikitsch kann diese Auflagerungsfläche schon in der näheren Umgebung von Nikitsch, nahe unterhalb der heutigen Talsohle, flach gegen Norden, aufsteigend, angenommen werden.

4. Zum Basalt von Stoob. Auf der Textabbildung 4 und auf den drei Farbaufnahmen (Taf. 1 u. 2) sind die so eindeutigen Lagerungsverhältnisse am Basalt von Stoob, die anläßlich des

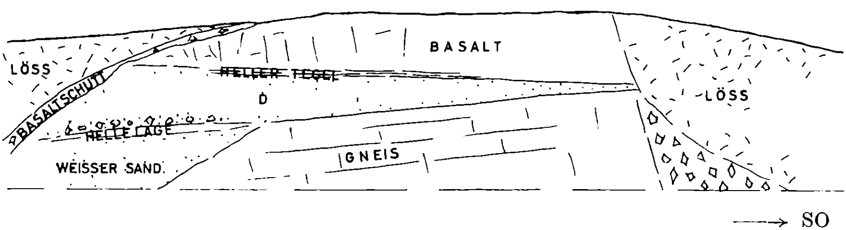


Abb. 4. Schematische Ansicht der Straßenaufschlüsse südlich des Basaltsteinbruchs von Stoob. (Die stellenweise ganz aussetzende rote Lehmlage zwischen dem hellen [sandigen] Tegel und dem Basalt ist nicht besonders ausgeschieden.)

Straßenbaus 1959/60 entstanden waren, festgehalten. Die Liegendsande des Basalts sind, wie Farbtaf. 3 oben zeigt, an einer Stelle durch schöne Kryoturbationen gestört. Im übrigen ist an Hand der Bilder der Kontakt zwischen den Liegendschichten des Basalts (Kiese, Schotter und weiße Sande mit stellenweise sandigen Tegeln) einerseits und dem darüberliegenden Basalt andererseits genauer darzustellen. An der Grenze beider schaltet sich vielfach, aber nicht überall, ein Band roter Lehme ein. Es ist naheliegend und wurde auch von mir selbst in früheren Zeiten, speziell bezüglich der Rotfärbung des Kristallins an der Basis der darüber geflossenen Basaltdecke von Oberpullendorf am gegenüberliegenden Talgehänge des Stoober Baches, die Annahme vertreten, daß es sich bei dem Auftreten der Rotfärbungen bzw. Rotlehmen um eine Kontaktwirkung des Basalts handle.

Im großen Ausmaß liegen zur Beurteilung dieser Frage Beobachtungen am Basalt des Hochstradens vor, der über eine sarmatische (pannonische) Schichtdecke bei flachem Relief derselben sich ergossen hat und von Roterden unterlagert wird, ferner in dem großartigen, mit Sedimenten gespickten und mit großräumigen Sedimentkontakten versehenen Basalt des Steinbergs bei Feldbach und an jenem von Weitendorf. Das interessante Ergebnis der Untersuchungen bestand darin, daß — trotz der so intensiven Berührung und auch Vermischung von Basalt mit Sediment — praktisch fast gar keine Rotbrennungen des letzteren festzustellen sind. Dasselbe gilt für die Basaltintrusion (ins Pannon) am Basalt bei Fürstenfeld. Im Vorjahre wurde bei einem Studium der so ausgedehnten und mächtigen Basaltgebiete am Saum des französischen Zentralmassivs, westlich von Montelimar, ebenfalls festgestellt, daß keine Rotbrennung der Unterlage erfolgt ist, obwohl diese auch dort aus sandig-schottrig-tonigen Pliozänschichten bestand und eine wunderbare Entblößung sowohl des sehr regelmäßig gelagerten, kilometerweit durch Säulenbasalte markierten Gesteinsniveaus als auch des Kontaktes zu verzeichnen war.

Auch an der Basaltdecke des Stradner Kogels vertrat ich auch in früheren Zeiten — bei nur mangelhaften Aufschlüssen an der Basalt-Sediment-Grenze — die Auffassung, daß es sich dort bei den Rotlehmen und rot verfärbten Sanden der Unterlage um Kontaktwirkungen des Basalts handle. Nun haben aber einige größere Aufschließungen im Basaltwerk Wilhelmsdorf am Stradner Kogel zu einer anderen Auffassung geführt. Die Mächtigkeit der Rotfärbung der Sedimente ist eine sehr wechselnde und zum Teil so bedeutende (bis etwa 4 m), daß diese nicht auf eine Kontaktwirkung, die sich nur an Frittungen in einer Mächtigkeit von wenigen dm dort erkennen läßt, zurückgeführt werden kann. Es kommt dazu, daß der Basalt an einer jungpliozänen Landfläche aufruht, welche allgemein durch ausgesprochene Rotfärbung charakterisiert ist, wie sie auch über dem Basalt des Stradner Kogels typisch auftritt. Da der Basalt dort einer stark eingeebneten Landoberfläche auflagert, welche mittlere und obere sarmatische Schichten und

unteres Pannon übergreift, so muß, geradezu zwingend, eine Verwitterungsdecke unter dem Basalt vorausgesetzt werden, soweit nicht übrigens auch mit Rotlehmen verknüpfte dazische Schotter, wie dies im südlichsten Teil der Basaltdecke der Fall ist, dessen Unterlage bilden.

Unter Berücksichtigung dieser allgemeinen Feststellungen und auf Grund auch örtlicher Beobachtungen kann für das Basaltgebiet in Oberpullendorf—Stoob die Schlußfolgerung abgeleitet werden, daß auch dort nicht eine Rotbrennung durch den Basalt vorliegt, sondern unter subtropischem Klima entstandene Roterden die Diskordanz unter dem Eruptivgestein markieren (Taf. 4, Fig. 7):

1. Die Aufschlüsse im Basalt von Stoob (Steinbruch und Straßenaufschlüsse) haben ergeben, daß die Rotlehme unter dem Basalt eine sehr wechselnde Mächtigkeit aufweisen und, Mulden füllend, örtlich bis gegen 2 m mächtig, aufgehäuft sind (vgl. Farbtaf. 1 und 2, Schwarztaf. 4, Fig. 7, und Textabb. 4). Vor allem aber konnte bei genauer Prüfung festgelegt werden, daß an den Straßenaufschlüssen südlich Stoob, unterhalb des Basalts, die Rotlehmlage stellenweise vollständig aussetzt. Es wäre ganz unverständlich, anzunehmen, daß eine solche Rotbrennung an unmittelbar benachbarten Stellen ausgesetzt hätte.

2. Die rote Lehmlage geht auch über Sande hinweg, was bei einem Verwitterungshorizont verständlich ist.

3. Die Anhäufung von Rotlehmen ist offensichtlich dort erfolgt, wo eine Auffüllung kleinerer und größerer Vertiefungen im Untergrund — bei Zusammenschwemmung von den Flanken her — eingetreten ist, wo also die Basaltoberfläche etwas tiefer liegt (vgl. hierzu Schwarztaf. 4, Fig. 7)[7]).

Nach den Straßenaufschlüssen und nach jenen im Steinbruch Stoob und den dort niedergebrachten Bohrungen, über welche in den „Erläuterungen des Blatts Mattersburg" ein instruktives Bild gegeben wird, hat der Basalt ein unruhiges Kristallinrelief überdeckt, welches aber vorher stellenweise eine Plombierung durch (wahrscheinlich) pannonische weiße Sande und gröbere und feine Schotter erfahren hatte.

[7]) Nur in Sonderfällen, wie in Ziegelöfen bei starker Durchlüftung, sind, z. B. bei Tufferuptionen, die Bedingungen für ausgesprochene Rotbrennungen gegeben.

Farbtafel 3, oben: Kryoturbationen in vorbasaltischen, vermutlich pannonischen Sanden an der Straße Stoob—Oberpullendorf, südlich Basaltbruch Stoob.

Farbtafel 3, unten: Jungpliozäne Roterden über dem Basalt von Oberpullendorf. Blick auf das östliche Oberpullendorfer (Landseer) Becken. T Quartärterrasse



T
→



In der unmittelbar vorbasaltischen Zeit ist bei Stoob (und Oberpullendorf) eine Abtragsphase angezeigt. Es kann aber nach den Lagerungsverhältnissen der Schluß abgeleitet werden, daß nach dem Oberpannon eine tiefere und breite Rinne, teilweise bis auf den Kristallinsockel hinab, eingearbeitet wurde, welche die beschriebene, roterdige Verwitterungsdecke aus dem letzten Entwicklungsstadium vor dem Basaltausbruch überliefert hat. Die nun folgende, ins Daz eingeordnete Verschüttung, mit den postbasaltischen Sanden im Steinbruch einsetzend, hat den Basalt völlig zugedeckt und dürfte, bei heute schon stärker denudierter Oberfläche, ursprünglich etwa 100 m Mächtigkeit betragen haben (überwiegend gröberklastische Schichten).

Erst in der Denudationsphase während des obersten Pliozäns und des Quartärs wurde der Basalt von Stoob wieder aus seiner Schichthülle teilweise bloßgelegt, worauf aber eine vermutlich mittelquartäre Überschotterung (Basis der Terrassenaufschüttung ca. 30—35 m über den Talboden) den Basalt mit vorwiegend sehr grobem Material, das sich mit teilweise rotgefärbten Lehmen verzahnt, nochmals überdeckte, wobei sich stellenweise die erwähnte dazische Sandlage als örtlicher kleiner Relikt einer vorquartären Überschotterung zwischenschaltet. Unter der Auflagerung ist der Basalt tiefgründig (etwa 6 m tief) zersetzt und zermürbt, offenbar unter der langwierigen Einwirkung seiner Lage im Grundwasserniveau unterhalb der Schotter und Sande.

An speziellen geologischen Beobachtungen im Basaltbruch von Stoob ist zu erwähnen, daß bei einem Besuch desselben im Jahre 1954 inmitten der großen Rückwand damals eine trichterförmig nach unten zu sich verjüngende, mächtige Tonscholle im Basalt festzustellen war, über deren Herkunft hier keine Deutung gegeben werden kann, die aber wahrscheinlich aus dem Untergrund oder von einer Randpartie der vorbasaltischen Sedimentdecke in den Basalt hineingeraten ist. Sie ist gegenwärtig dem Abbau vollständig zum Opfer gefallen; dagegen ist am NW-Ende des Bruches der Basalt an der Wand mit auch glimmerhaltigen dunklen Tonen an einer ausgedehnteren Stelle innig vermischt, eine Erscheinung, die auch auf einen nahen Kontakt mit den tonigen Sedimenten vorbasaltischen Alters hinweist.

5. Zum Basalt von Oberpullendorf. Der Basalt von Oberpullendorf wurde zwar auch in die geologische Untersuchung einbezogen, ein Abschluß bedürfte aber von geologischen Gesichtspunkten aus durchgeführter, sehr eingehender petrographischer und vulkanologischer Teiluntersuchungen, die vorzunehmen noch nicht möglich war. Es sollen daher hier nur wenige interessante Beobachtungen mitgeteilt werden (Taf. 5).

Zunächst muß gesagt werden, daß die von F. KÜMEL herangezogene, mit Pflanzenresten und Holz versehene Sandlage zwischen Basaltergüssen, deren Entstehung er auf eine Ruhepause der Eruptionen zurückführte, leider weder bei meinen Besuchen in früheren Zeiten noch auch im letzten Jahrzehnt beobachtet werden konnte. Sie ist offenbar in der Zwischenzeit bei Eröffnung und Ausbau des Gemeindesteinbruchs aufgeschlossen worden, aber nachher schon wiederum dem Abbau zum Opfer gefallen. Daß mehrere Ausbrüche (nach letzten Angaben von F. KÜMEL 1952) nachweisbar sind, erscheint mir auch nach den gegenwärtigen Aufschlußverhältnissen erkennbar. Tuffe, die auch KÜMEL erwähnt, habe ich jetzt nur an einer SW gerichteten Ausweitung auf der Höhe des Gemeindesteinbruches feststellen können. Der interessante Aufschluß ist auf Schwarztaf. 5, Fig. 9, zur Darstellung gebracht. Auf dem Bild zeigen sich an der Basis plattige, steiler einfallende Basalte; darüber folgt eine Gneisplatte, herausgefördert aus dem Untergrund, etwa 10 m lang (auf dem Bild heller Streifen), vielleicht dieselbe, welche F. KÜMEL (1926) schon beobachtet hatte, darüber folgen Tuffe, welche sehr reich an überfaustgroßen Kristallineinschlüssen sind (ca. 2 m), welche von Basaltschlacken bedeckt werden.

Weiters sei auf eine mit Schotter bedeckte, höhergelegene Terrasse am Basalt des Wankobruchs (nördlicher Bruch) verwiesen, welche derzeit schön erschlossen ist (Schwarztaf. 5, Fig, 10). Der Terrassenaufbau besteht aus mittelgroben Schottern (mit Geröllen bis selten Faustgröße), welche von sandig-lehmigen Schichten bedeckt werden. Unter der Schotterauflage ist der Basalt völlig, zum Teil zu einer schwarzen schmierigen Masse, zersetzt. Deutliche Kryorturbationen bedingen eine Verkeilung der Basaltzersatzzone mit der Schotterdecke. Daß hier eine Terrassenablagerung aus dem Alt- oder ältesten Quartär vorliegt, ergibt sich auch aus der Schwermineraluntersuchung an den dort anstehenden Sanden durch SCHOKLITSCH, welche eine gute Erhaltung noch der Hornblende erkennen lassen. Die Oberfläche der Terrasse liegt ca. 80 bis 90 m über der Talsohle von Oberpullendorf. Schließlich konnte anläßlich von Kanalisationsarbeiten im westlichen Ortsteil von Oberpullendorf unterhalb des Schlosses festgestellt werden, daß dort, wie auch auf dem Blatt „Mattersburg" verzeichnet, der Basalt tiefer hinabreicht und eine besonders dichte Struktur erkennen läßt. Man kann vermuten, daß dort ein aufgedrungener Basaltstiel vorliegt.

Auf der Höhe des Basaltberges Fenyö erdö bei Oberpullendorf sind über dem Basalt auf der Kuppenhöhe mächtige Roterden zu sehen (Farbtaf. 3 unten). Sie sind offenbar unter, von den heutigen noch abweichenden klimatischen Verhältnissen an Ort und Stelle aus dem Basalt entstanden.

Schwarztafel 5, Fig. 9:	Gn	Gneisplatte
	Pl	Plattiger Basalt
	T . .	Tuff
	Bschl.	Basaltschlacken
Fig. 10:	B	Basalt
	Bz	Zersetzter Basalt
	Qu	Quartäre Schotterterrasse



Fig. 9. Gneisplatte zwischen Basalt und Tuff im oberen Bruch von Oberpullendorf.

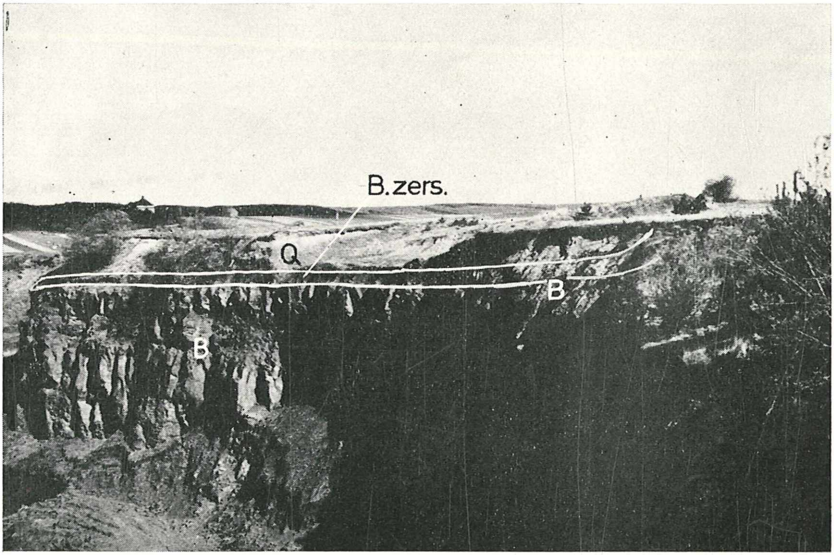


Fig. 10. Terrassierung (mit Schotter-Lehmen) am Basalt von Oberpullendorf.

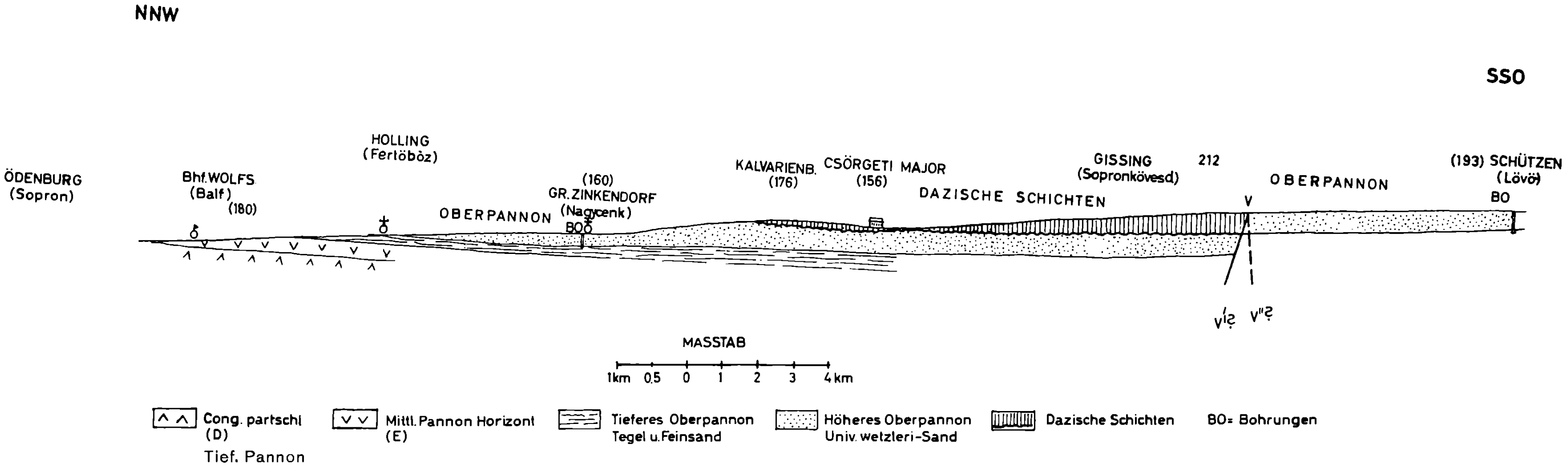


Abb. 5. Schematisches Schichtprofil durch den österreichisch-ungarischen Grenzbereich (auf ungarischer Seite). (Zusammengestellt auf Grund der Bohrprofile und nach den Berichten von E. v. SZADECZKY-KARDOSS, 1938.) V′ und V″ = Verwurf (mit alternativem Einfallswinkel).

IV. Die Beziehungen der Sedimente der Landseer Bucht zu jenen am unmittelbar anschließenden westungarischen Bereich, südöstlich von Ödenburg (Sopron)

Dank der Untersuchungen von L. v. LOZCZY (1916), ganz besonders aber durch die detaillierten Studien von E. v. SZADECZKY-KARDOSS, ist es möglich, die auf burgenländischem Boden im Raum von Nikitsch—Deutschkreutz festgestellte Schichtzone mit jener in dem unmittelbar anschließenden Teil des ungarischen Grenzbereichs zu vergleichen, welche der letztgenannte in sehr detaillierter Weise geologisch untersucht hat. Die Textabb. 5 entspricht einem Profil, welches ich auf Grund von SZADECZKY-KARDOSS mitgeteilten Daten und Profilschnitten, unter Vermeidung starker Überhöhungen der letzteren, zusammengestellt habe. Das Profil erstreckt sich aus dem Raum SO von Ödenburg (Sopron), von Wolfs (Balf) über Groß Zinkendorf (Nagycenk) bis Gissing (Sopronkövesd) nach Schützen (Lövö). (Textabb. 1 und 5.)

Aus den Angaben von E. v. SZADECZKY-KARDOSS und M. VENDL, von letzterem den unmittelbar benachbarten Raum von Ödenburg (Sopron) betreffend, ergeben sich nachstehende Beziehungen zum burgenländischen Jungtertiär: Die Schichtfolge SO von Ödenburg zeigt bei Wolfs (Balf) am Neusiedler See (Fertö) einen Horizont mit Congeria czjceki und C. hörnesi (nach Szabo), welche dem C. partschi-Horizont des oberen Unterpannons zugezählt wird. Sie weist ein Einfallen von 10—12° nach SO auf. Weiter nach SO fallend tritt, zwischen der Ziegelei von Wolfs (Balf) und Holling (Fertöboz), ein Niveau toniger Schichten (mit Sumpftonen) auf, welches, ebenso wie die darunterliegenden Sande beim Bahnhof Wolfs, bereits als Basis des Oberpannons (= „pontische Stufe" nach ungarischen Geologen) angesehen wird. Die Schichtneigung beträgt dort h 10, 3—5°. Dieser tiefere Teil des Oberpannons (bis Holling) sei 50 m mächtig. Auch noch die weiterfolgenden Schichten zeigen eine Neigung von 4—5°. Am W-Ende von Holling (Fertöboz) stehen kreuzgeschichtete, weiße Sande an, welche Quarze, Gneise, Pegmatite, Flyschsandsteine, mesozoische Kalke und Dolomite als Gerölle enthalten, was auf eine reichliche Zufuhr aus den nördlichen Kalkalpen (über die Ödenburger [Soproner] Pforte) schließen läßt. Der Grenzbereich zwischen Pannon und Pont (im Sinne der ungarischen Geologen) sei überhaupt durch reichliche Gerölleinschaltungen gekennzeichnet. Am Ostrand von Holling (Fertöboz) ist ein Niveau toniger Schichten gelagert, welche nach der Bestimmung von v. SÜMEGHY eine oberpannonische („pontische") Conchylienfauna enthalten. Diese kann schon einem höheren Horizont des oberen Pannons („Pont") des Balaton-Gebiets, u. zw. dem Balatonica-Rhomboiden-Niveau zugeschrieben werden („Tacheocampilea-Schichten"). Über diesem Schichtkomplex folgen, nach SZADECZKY-KARDOSS, 40 m mächtige, tonig-feinsandige Schichten, in Wechsel und mit Auflagerung von 10—15 m mächtigen Glimmersanden. Am O-Rand von Holling

lagern Glimmersande mit einer Neigung von 12—15°, weiter nach SO, in der Sandgrube südöstlich des Bahnhofes von Groß Zinkendorf (Nagycenk), 10 m mächtig aufgeschlossene Sande mit 3—4° Neigung (nach h 10—11 fallend). Diese oberen Sande lassen eine Mächtigkeit von 150 m annehmen und enthalten Toneinlagerungen. Sie werden als mutmaßliches Äquivalent des obersten Pannons („oberen Pont") angesehen und bedecken größere Teile der Kleinen ungarischen Tiefebene. Dieselben Sande sind jenseits der Grenze, nur etwa 2 km vom Profilschnitt entfernt, mit deutlichem Südfallen, in den Sandgruben beim Meierhof des Schlosses Deutschkreutz gut erschlossen. Sie fallen mit 5—7° nach h 6—7 ein.

Unmittelbar auflagernde Schichten sind beim Meierhof Csörgetö major in größeren Aufschlüssen entblößt. Sie bilden bereits das Hangende der oberstpannonischen („pontischen") Unio wetzleri-Sande. Die Schichtfolge besteht aus kalkigen Tonen, Glimmer-Feinsanden und einem darunter gelegenen kalkigen Ton, welch letzterer die von Dr. Maria Mottl bestimmten Reste des oberpliozänen Cerathorhinus leptorhinus Cuv. enthält (großes Kieferbruchstück und einige Molaren). Diese Sedimente sind als „mittelpliozän" (Daz) anzusprechen. Das Gesamtprofil bei der Csörgetö major ist 13—15 m mächtig. Die Schichten fallen dort mit 3° nach h 7—10 ein. In der Umgebung der Csörgetö major werden die vorgenannten Schichten durch grünliche, tonige Feinsande und durch glimmerige Sande mit harten Sandsteinbänken überlagert, welche südwestlich und südlich der Csörgetö major, bis in den Raum von Gissing (Sopronkövesd), an mehreren Stellen aufgeschlossen sind. Bei letzterem Orte beträgt das Einfallen 2—4° nach OSO.

Aus diesen Profilen geht eindeutig hervor, daß über den nach ihrer Schichtausbildung als oberstes Pannon anzusprechenden Unio wetzleri-Sanden eine weitere Schichtfolge ansetzt, welche in dem Profil an der Basis, bei der Csörgetö major, Erosionsdiskordanzen erkennen läßt, was Oscillationen des Wasserspiegels mit zeitweiligen Trockenlegungen annehmen läßt. Auf das gleiche weist das Auftreten des gut erhaltenen Rhinocerosrestes hin. Außerdem ist bei der Frage der Abtrennung der „dazischen Schichten" vom „Pont" zu berücksichtigen, daß die ersteren im Bereich der Csörgetö major eine flachere Schichtneigung (vorherrschend) zeigen, wie es auch auf dem Profil (Textabb. 5), im Sinne einer analogen Darstellung in der Studie von Szadeczky-Kardoss (1938, S. 85), dargestellt ist. Es ist daher anzunehmen, daß nicht nur eine Erosionsdiskordanz, sondern auch eine Winkeldiskordanz die dazischen Schichten vom Oberpannon trennt. Diese letztere — im ungarischen Bereich zu vermuten — kann mit jener Diskordanzfläche in zeitliche Parallele gestellt werden, welche an der Grenze zwischen „pannonischen" und „dazischen" Schichten im Raum von Oberpullendorf—Stoob und in der Roterdeverwitterung unter den dortigen Basalten anzunehmen ist.

Nach SO hin wird, wie Abb. 5 zeigt, die dazische Schichtfolge durch eine Störung abgeschnitten, an welcher (nach SZADECZKY-KARDOSS 1938, S. 85) eine Senkung des nordwestlichen Flügels erfolgt ist, jenseits welcher wieder „pontische" Schichten bis zur Oberfläche hinaufreichen. Unter Zugrundelegung einer Schichtneigung von 3—4^0 für die dazische Schichtfolge würde sich eine Gesamtmächtigkeit des Daz von 250—300 m ergeben.

Auf der geologischen Übersichtskarte im Werk von SZADECZKY-KARDOSS (1938, Kartenbeilage I) tritt der etwa 7 km breite Streifen sehr flach gelagerter dazischer Schichten auch auf den burgenländischen Boden über. Die Fortsetzung desselben führt, wie auf Textabb. 1 in schematischer Darstellung zu ersehen ist, unter Berücksichtigung des im Schichtbau des Landseer Beckens erkennbaren, allmählichen Einlenkens der Streichrichtungen im Tertiär (im nördlichen und mittleren Teil) aus der NO—SW- in die O—W-Richtung, entsprechend der O—W verlaufenden Brennberg-Wölbung, in den Raum von Stoob—Oberpullendorf—Unterpullendorf. Dieser Bereich entspricht dem in den vorigen Abschnitten beschriebenen Sedimentationsgebiet jener Schichten, welchen auf Grund der Lagerung und Beschaffenheit ein dazisches Alter zugeschrieben werden konnte. Diese letzteren reichen im Landseer Becken westwärts noch wesentlich über das Stooberbachtal hinaus. Mit diesen Feststellungen im ungarischen Grenzbereich sind weitere Beweise paläontologischer und stratigraphischer Natur für das Auftreten dazischer Schichten auch in der Landseer Bucht gegeben.

V. Die Bedeutung der Ergebnisse der Schwermineraluntersuchungen von K. Schoklitsch für die stratigraphische Gliederung der jungen Sedimente in der Landseer Bucht

Es ist hier nicht erforderlich, auf die wichtigen Ergebnisse von Dr. K. SCHOKLITSCH über die Schwermineralanalyse der Sedimente in der Landseer Bucht im einzelnen näher einzugehen, da seine Abhandlung gleichzeitig im Druck erscheint (1962). Nur auf einige stratigraphische Folgerungen sei hier, auch von meiner Seite, besonders verwiesen:

1. Die sarmatischen Schichten zeigen einen ausgesprochenen, besonderen Charakter ihrer Schwermineralführung nach den Proben aus der Draßmarkter Bucht und jenen bei Tschurndorf. Sie sind teilweise gekennzeichnet durch reichlichen Turmalingehalt, durch Epidot und Zoisit, aber geringen Granatgehalt.

2. Die Schichten des tieferen Pannons, welche vermutlich erst in ihrem höheren Teil große Schuttkegel umfassen, zeigen in den Aufschlüssen Weppersdorf—Lackendorf—Lackenbach—Unterfrauenhaid, nach Schoklitsch, ein Spektrum, das durch einen geringen Turmalin- und Zirkongehalt mit wenig Granat gekennzeichnet ist, womit diese Angabe einen Widerspruch zu jener von G. Woletz (H. Küpper, 1957, S. 34) bedeutet, welche aus diesen Schichten ein Spektrum reich an Zirkon und Turmalin angeführt hatte. Mögen auch noch zahlreichere Prüfungen aus diesen Schichten ein etwas abgeändertes Ergebnis als bei Schoklitsch oder Woletz zeitigen, so folgt doch aus den neuen Prüfungen, daß das in den „Erläuterungen" angegebene Spektrum nicht ausschließlich für diese Schichten kennzeichnend ist.

3. Die sandigen Sedimente („Weiße Sande") unter dem Basalt von Stoob, die gleichgearteten Schichten in dem unter der Diskordanz gelegenen bei der Kirche Stoob und schließlich die feinkiesigen Schichten bei K 292 östlich von Draßmarkt, welch letztere ebenfalls mit den vorgenannten in Parallele gestellt wurden, zeigen nach den zahlreichen Proben, die von Dr. Schoklitsch untersucht wurden, einen geringen Turmalin-, einen mittleren Granat- und einen höheren Zirkongehalt. Wir stellen diese Kiese dem (vermutlich älteren) Pannon zu, als randliche Strandbildung an den kristallinen Spornen von Stoob—Oberpullendorf.

4. Durch ein spezielles Spektrum sind jene Schichten gekennzeichnet, die wir der dazischen Stufe zurechnen. Sie sind, nach Schoklitsch, durch einen hohen Turmalin-, bei gleichzeitig geringem Granat- und Zirkongehalt, charakterisiert, wobei 11 Proben auf einem relativ eingeschränkten Bereich dieser Schichten zwischen Dörfl, Oberpullendorf und Stoob untersucht wurden.

5. Von besonderer Bedeutung ist es, daß der gesamte östliche Bereich des untersuchten Gebietes, und zwar sowohl jener, welcher dort den oberpannonischen, als auch jener, welcher den dazischen Schichten zugerechnet wurde, die schon nach Woletz für die höhere pannonische Serie kennzeichnende Schwermineralgesellschaft aufzuweisen hat (Granat, Staurolith und epidotreich). Außerdem haben die Kalkgehaltsbestimmungen von K. Schoklitsch für dieses östliche Gebiet einen wesentlich höheren Kalkgehalt erwiesen. Dieser östliche Schichtbereich steht in engstem Zusammenhang mit dem oberpannonisch-(pontischen-)dazischen Sedimenten im anschließenden Westungarn (SO von Ödenburg [Sopron]), woselbst zahllose Kalke und Hornsteine mesozoischen Alters eine Zufuhr des Sedimentmaterials über die Wiener Neustädter-Öden-

burger Pforte beweisen. Nach SCHOKLITSCH liegt die Grenze dieser östlichen Spektren im wesentlichen im Tal von Groß Warasdorf.

Nun noch einige Worte zur Deutung dieser Befunde: Die sarmatischen Schichten sind unter anderen paläogeographisch-morphologischen Verhältnissen als die jüngeren Serien (insbesondere die pannonischen) entstanden. Im Sarmat war noch ein Großteil des unmittelbar an das sarmatische Meeresbecken angrenzenden Abfalls der Buckligen Welt, von welcher die Sedimente der Draßmarkter Bucht zu gutem Teile abstammen dürften, von den stehenden Wässern wohl unbedeckt. Erst allmählich läßt sich ein Übergreifen sarmatischer Schichten an den kristallinen Inselbergen und am Randsaum erkennen. Es ist im Altsarmat und wahrscheinlich bis zum Obersarmat heran, vielleicht mit Unterbrechungen, eine fortschreitende Senkung und Überflutung an und in der Umrandung der Draßmarkter Teilbucht, im Sinne KÜMELS, vor sich gegangen. Der gelegentliche Turmalingehalt erklärt sich wohl aus der Abtragung der am Ostabfall der Buckligen Welt stark verbreiteten Pegmatite. Aus den südwestlichen Teilen des N-Sporns, wo grüne Gesteine stark vertreten sind, aber auch aus den aus Albit-Chlorit-Schiefern bestehenden Verschüttungen am Saum des Wechsels und von diesem selbst könnte ein Zutransport in das Draßmarkter Becken erfolgt sein. Das tiefere Pannon, wahrscheinlich höheres Unterpannon, am westlichen N-Saum der Landseer Bucht, zeigt durch seine mächtigen, z. T. gröberen Schuttmassen, welche einen größeren Raum einnehmen, daß intrapannonisch bedeutende Bewegungen eingetreten sein müssen, als Ausdruck der in wesentlichen Teilen des Alpenraumes nachgewiesenen, frühintrapannonischen Bewegungsphase mit ihrer Belebung des Alpenreliefs. In ihrer Folge stellten sich dann weitgehende Verschüttungen am Alpensaum ein, die offenbar noch in der Landseer Bucht und in den Randgebieten der Buckligen Welt ein Übergreifen von Flußschotterdecken und Deltas zur Folge hatten. Die Zufuhr des Materials erfolgte im Pannon offensichtlich im größeren Ausmaß von etwas weiter her. Sie kann aber auch nur aus den Bereich des NO-Sporns der Zentralalpen erfolgt sein, da nach dem Lagerungsbild und nach dem Fehlen von Kalkgeröllen eine andere Herkunft nicht in Betracht kommt. Vermutlich war der Hauptabtragsbereich bis an die Hänge des Wechsels zurückgedrängt, wodurch die gute Auslese des Geröllmaterials sich erklären würde. Die Schwermineralführung ist gering.

Die Schichten unter dem Basalt von Oberpullendorf und im anschließenden Raum bei Stroob—Draßmarkt Ost zeigen nach dem Spektrum, wie SCHOKLITSCH darlegt, gewisse Beziehungen zu den vorerwähnten „unterpannonischen" Schotterdecken. Ihre Ent-

stehung hängt aber innig mit dem Auftauchen der Grundgebirgsinseln in der Landseer Bucht zusammen, aus deren Zerstörungsprodukten sie gebildet wurden, wobei dort Brandungsvorgänge eine Rolle gespielt haben dürften. Ihr Spektrum, bestehend aus einem mittleren Turmalin- und einem hohen Zirkongehalt (evtl. aus anstehenden Granitgneisen), würde damit harmonieren (siehe K. SCHOKLITSCH).

Die aus geologischen Gründen (innerhalb der Landseer Bucht) ins Daz gestellten Schichten weisen, soweit sie im Westteil des Pullendorfer Beckens (im Raum von Dörfl—Oberpullendorf—Stoob) auftreten, in ihrem Spektrum, wie das Sarmat, einen hohen Turmalin- und einen höheren Zirkongehalt auf. Dies erscheint aus den damaligen geomorphologischen Verhältnissen verständlich, da im Daz (beginnend schon im Oberpannon) wieder starke Randaufwölbungen und Denudationen stattgefunden hatten, welch erstere tiefe Rinnen in das Grundgebirge einschnitten und daher die dort auftretenden Pegmatite und Orthogneise der Denudation unterwerfen konnten.

Bezüglich der durch Granat, Staurolith und Epidot gekennzeichneten Facies des Spektrums in den östlichen Bereichen ergibt sich, nach SCHOKLITSCH, im Einklang mit den Feststellungen auf nachbarlichem ungarischem Boden, eine Materialzufuhr von NO her, mit Eindringen in die östlichen Teile der Landseer Bucht hinein, als eindeutige Erklärung. Der Kalkgehalt und die Kalkgerölle sind, mit E. SZADECZKY-KARDOSS, aus einem Zufluß von den Kalkalpen her über die Wiener Neustadt-Ödenburger (Soproner) Pforte zu erklären. Die Annahme einer Herkunft der Staurolithe, welche SZADECZKY-KARDOSS aus einem Zufluß aus dem Wiener Becken über die Brucker Pforte deutete, bildet eine ernst zu nehmende Hypothese, zumal nach TAUBER (1960) im Untergrund der Parndorfer Platte und im Seewinkel, die dort auftretenden, durch Bohrungen erschlossenen, mächtigeren, oberpannonischen Schichten sehr zahlreiche Mooreinlagerungen und zeitweilige Verlandungsschotter aufweisen und Strömungen in diesem Bereich gegen S erkennen lassen. Weitere Prüfungen wären hier erforderlich.

VI. Jungtektonik, Landformung und Quartär in der Landseer Bucht

In diesem Abschnitt wird nur kurz auf folgende Fragen verwiesen:

1. Auf die Fortwirkung der tektonischen Bewegungen, erkennbar an den morphologischen Verhältnissen in der Landseer Bucht.

2. Auf die Beziehungen junger Landformung am kristallinen Saum der Landseer Bucht zu jener im Becken.

3. Einige Bemerkungen zur quartären Entwicklung in der Landseer Bucht.

Die Fortdauer der tektonischen Bewegungen in der Landseer Bucht und an ihrem Saum im Laufe des späten Pliozäns und Quartärs äußert sich in folgendem:

a) In der deutlichen Aufbiegung des Alpenkörpers am Gebirgssaum, im Sinne meiner eingehenden Darlegungen (1957), die auch in dazischer Zeit und im obersten Pliozän sich deutlich zur Geltung gebracht hat. Dadurch wurde die Bucklige Welt mit ihrem Ostrand gegenüber der Landseer Bucht herausgehoben, nachdem unmittelbar vorher, im Laufe des Daz, eine tiefere Absenkung des Beckensaums, verbunden mit der Verschüttung postpannonischer Rinnen durch dazische Schichten, erfolgt war. Die Basis der Erosionsrinnen liegt heute im Raume von Oberpullendorf unter 250 m, an der ungarischen Grenze ungefähr um 100 m. Die frühdazische-nachoberpannonische Landoberfläche, auf welcher, vermutlich erst unmittelbar vor der Phase der älterdazischen Verschüttung, die Basalte ausgebrochen sind, wurde dann in höherpliozänen Verbiegungsphasen im Basaltbereich gegen O relativ abgesenkt und dadurch auch der ursprünglich im gleichen Niveau gelegene Basalt am Pauliberg, gegenüber jenem von Oberpullendorf, sehr bedeutend gehoben, so daß der gegenwärtige Höhenunterschied der Basis beider um 450 m beträgt. Bei dem postbasaltischen Denudationsniveau, welches auf der Höhe des Pauliberges, soweit nicht randlich abgebogen, um ca. 735 m anzunehmen ist, und der ursprünglich höchsten dazischen Aufschüttung bei Oberpullendorf kann ein Niveauunterschied von 400 m angesetzt werden. Diese Höhenunterschiede würden das vertikale Ausmaß der nachträglichen Verstellungen kennzeichnen.

In morphologischer Hinsicht hat der letzte spätpliozäne-präglaziale Zyklus ein in 2 Teilniveaus gliederbares, niederes Randflurensystem geschaffen, das auch noch in das Gebirge eingreift, auf der N-Seite des Pauliberges um 500 m und um 450 m Seehöhe gelegen. An seinem Südabfall bzw. jenem der Landseer Quarzitberge treten diese Niveaus, gegen Weingraben und Karl zu, in ähnlicher Höhenlage auf. R. Mayer (1932) und ich (1957) haben darauf verwiesen. Im Becken selbst dürfte das tiefere Niveau dieser Serie, am Nopplerberg im Kristallin in den Flächen K 363 und K 371 erhalten und ihm analoge Niveaus an den Kristallin-Tertiär-Höhen SW von Draßmarkt zuzurechnen sein. In den östlichen Teilen des Beckens aber muß dieses Niveau, denudiert, schon über der heutigen Hügel-

flur gelegen, angenommen werden. Die Flächen bei Unterfrauenhaid (310 m) und am Riegelwald (westlich Groß Warasdorf, 301 m) sind daher schon jünger und gehören Fluren zu, die vielleicht dem ältesten Quartär (Villafranca-Stufe) zuzuzählen sind. Es sind die höchstgelegenen Niveaus der Schotterterrassen. Nach O und SO senken sie sich ab und sind am Hoffeneck, nördlich von Klein Warasdorf in Höhen von rund 296 m und südöstlich von Kroatisch Minihof—Nikitsch in 265—272 m Oberflächenhöhe gelegen.

Eine tiefere, jüngere Quatärterrassierung schließt sich an, wobei auch ausgesprochene Roterdelehme aufweisende Terrassen, besonders im Raum nördlich von Lutzmannsburg, zu verzeichnen sind, während jüngste Terrassen mit ihren Aufschüttungen von Schottern und Löß auch noch unter die gegenwärtigen Talsohlen hinabreichen.

Was den Einfluß der Jungtektonik auf die Landformen anbelangt, so kann angenommen werden, daß das Pullendorfer Becken in seiner Gesamtheit gegenüber dem steirischen durch eine stärkere, relative Einmuldung gekennzeichnet ist, welche sich auch in den sanften Oberflächenformen zum Ausdruck bringt. Außerdem sind auffällige Depressionen am Nordsaum (zwischen Weppersdorf—Deutschkreutz) und im S, im Raum Kloster Marienburg, zu verzeichnen[8], die jungen aktiven Einmuldungen entsprechen dürften. Die auffälligen, schon von R. MAYER geschilderten, jugendlichen seitlichen Verlagerungstendenzen der Flüsse und Bäche, welche eine Talasymmetrie häufig bedingen, stehen mit diesen tektonischen Jungvorgängen sicher im Zusammenhang. Den gegenwärtigen, offenbar schon etwas abgeschwächten Tendenzen der tektonischen Deformationen, mit einer nur mäßigen Beeinflussung der Ausgestaltung der Täler, kann nur ein Teil jener Erscheinungen zugeschrieben werden, welche im größeren Ausmaß und in zeitlich langer Dauer die oberstpliozäne-quartäre Entwicklung der Beckenscholle beherrscht haben, wobei als Endeffekt nur die Veränderungen der tektonischen und morphologischen Umgestaltungen erkennbar sind.

Zusammenfassung der Ergebnisse

Wenn auch in dieser Studie keine besonders bedeutungsvollen Probleme behandelt und geprüft werden konnten, so schien es mir sehr wesentlich, darzulegen, daß auch unter Verhältnissen, welche das Zurücktreten oder Fehlen von Fossilien in Teilen eines größeren

[8] vgl. auch A. TOLLMANN (1957). Die jüngsttektonische Abbiegung (Bruch?) am Nordsaum des Lutzmannsburger Hügellandes kann als Fortsetzung der von L. v. LOCZY (1916, S. 510) angenommenen Dislokation im unteren Rabnitztal angesehen werden.

alpinen Randbereichs aufzeigen, doch für Stratigraphie und für Tektonik, für den Vulkanismus und für die Landformung wesentliche Ergebnisse auf anderem Wege gewonnen werden können, welche es ermöglichen, einige bisherige Annahmen zu korrigieren und eine Stellungsnahme in kritischen Fragen zu beziehen. Die Landseer Bucht (Oberpullendorfer Becken) ist eine Einkerbung am O-Saum der Zentralalpen, an welcher unmittelbar der „pannonische Raum" in einer Ausbuchtung zur jungen morphologischen Aufwölbung der Alpen in Beziehung tritt. Das tektonische Grundgerüst des jungen Alpenbaus, mit seinen so gewaltigen Deformationen der alpidischen Tektonik, beherrscht n i c h t mehr das junge Entwicklungsbild des NO-Sporns der Zentralalpen und der Landseer Bucht. Beide werden in den pliozänen-quartären Zeiten von jungen Heraushebungen bzw. in den Senken von absoluten Niederbiegungen beherrscht. Der Randsaum der Alpen zur Landseer Bucht, die Bucklige Welt i. e. S., bildet eine sehr deutlich entwickelte Bastion vor der Landseer Bucht. Sie ist zwar herausgehoben und noch in der Mitte des Miozäns von jungtertiärer Tektonik stark beeinflußt; doch ihr morphologisches Bild entspricht einer ausgesprochen denudativen Vorstufe vor dem höheren Gebirge aus der Zeit des höheren Pliozäns, welche, besonders oberpliozän gehoben, mehr oder minder unvermittelt zur Einbuchtung des pannonischen Beckens, der Landseer Bucht, absinkt. Im Gegensatz zu den wesentlich stärker zerschnittenen steirisch-südburgenländischen Tertiärlandschaften ist die Landseer Bucht nur schwach modelliert.

Die stratigraphischen Fragen, das jüngere Tertiär betreffend, welche zu klären waren, ergaben sich aus der erforderlichen Abgrenzung der brakischen Ablagerungen der sarmatischen Stufe von jener der pannonischen, bei teilweiser Fossilarmut beider. Hier half die Berücksichtigung der faciellen Verhältnisse der Sedimente, insbesondere die Schwermineralanalyse, deren Ergebnisse in der gleichzeitig erscheinenden Studie von K. SCHOKLITSCH enthalten sind. Es war ferner wesentlich, die Frage zu klären, inwieweit die nahe der burgenländischen Grenze durch einen Säugetierfund festgestellten dazischen Schichten von O her in die Landseer Bucht eindringen. Diese von mir selbst seit einigen Jahren vertretene, aber von anderer Seite bestrittene Annahme konnte durch den Verfolg der Schichtkomplexe vom W bis an die ungarische Grenze heran zum gesicherten Bereich dazischer Schichten und durch Feststellung einer sedimentologisch individualisierten o b e r e n S c h i c h t s e r i e im westlichen Teil des Landseer Beckens geklärt werden. Diskordanzen, das Auftreten von Roterden und die Schwermineralanalyse führten hier zu entsprechenden Ergebnissen.

Wesentlich erwies sich die Feststellung, daß der Westteil der Landseer Bucht und der Ostteil sich im Schwermineralspektrum, unbeschadet einer Aufspaltung in fazielle Teilbereiche in der westlichen Bucht, dadurch grundlegend unterscheiden, daß das östliche Gebiet infolge einer Materialzufuhr durch die Ödenburger Pforte aus den Kalkalpen her karbonatreiche Sedimente aufweist und außerdem durch reichlichen Staurolithgehalt sich kennzeichnet, letzterer, nebst anderen Mineralien, vielleicht durch eine Materialzufuhr aus dem Wiener Becken über die Brucker Pforte her veranlaßt. Für die Verschiedenheiten im Sedimentspektrum im westlichen Bereich der Landseer Bucht kann die im älteren Sarmat noch vorhandene geringere Meeresverbreitung und Freilage randlicher Gebirgsteile, für die älterpannonische Sedimentation die Verschüttung der Randgebirgspartien und die Materialzufuhr aus inneren Zonen auch für das Sedimentspektrum als maßgebend angesehen werden, während die ins Daz gestellten Schichten des Westens in ihrem Spektrum von der wieder teilweise erfolgten Freilegung des Gebirgssaumes vermutlich beeinflußt sind.

Die auf diesem Wege gewonnenen Feststellungen einer ausgedehnteren, die inneren Teile der Landseer Bucht einnehmenden Sedimentation noch in dazischer Zeit, welche im Raum von Oberpullendorf—Stoob die Basalte verschüttete, beseitigt auch die von mir schon seit Jahren abgelehnte, absonderliche Auffassung, wonach der Basalt von Stoob, trotz seiner engen räumlichen und petrographischen Beziehungen zum oststeirischen und westungarischen Vulkanismus (mit zahllosen Ausbruchspunkten), gewissermaßen aus der Reihe tanzen und im Sinne von F. Kümel und H. Küpper sehr wesentlich älter sein sollte, nach dem ersteren an der Grenze Torton-Sarmat bzw. im Sarmat, nach letzterem am Beginn des Pannons entstanden wäre.

In die Auffassung sehr jugendlicher Landformungsvorgänge in den Ostalpen, welche vom Verfasser (1957) eingehend entwickelt wurden, fügen sich die in der Landseer Bucht erzielten Ergebnisse gut ein. Die quartäre Entwicklungsgeschichte des letzteren gibt gute Hinweise auf jüngste tektonische Beeinflussungen in der Talbildung.

Ein in der Zeit des mittleren Miozäns schon als gewaltiger Senkungsraum ausgeprägter randalpiner Bereich, in welchem sich gewaltige Schuttmassen aus den helvetischen-ältest tortonischen Phasen aus den Alpen aufgehäuft hatten — diese in neuer Zeit durch M. Vendl und R. Janoschek beschrieben —, wurde in seinem nördlichen Teil (Brenntenriegel—Brennberg) zu einer breiten, antiklinaten Aufwölbung im Pliozän aufgebogen, während das südlich anschließende Gebiet der Landseer Bucht in höhermiozäner

und pliozäner Zeit mehr oder minder stark niedergebogen wurde. An der Grenze des alpinen jungen Hebungsbereiches gegen die pliozäne Senkung ist am Kristallinsaum der Buckligen Welt der Basalt des Pauliberges, in dem noch jüngst abgesenkten anschließenden Beckenteil der Basalt von Oberpullendorf ausgebrochen. Der Hebungsbereich wurde erst hernach morphologisch stark aufgegliedert, während im Becken flächenhafte Denudationen sich allenthalben zur Geltung gebracht haben.

Schriftenverzeichnis

AIGNER, A.: Die geomorphologischen Probleme am Ostrande der Alpen. Zeitschr. f. Geomorph. *1*, S. 229—253. Berlin 1925.

BERGER, W.: Pflanzenreste aus miozänem (helv.) Ton von Weingraben. Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Abt. I, *161*, S. 93—101. Wien 1952.

— Pflanzenreste aus dem miozänen Ton von Weingraben bei Draßmarkt II. Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Abt. I, *162*, S. 17—24. Wien 1953.

EHRENBERG, K.: Die vorzeitl. Tierwelt des Burgenlandes (wichtigste Literatur). Burgenländ. Heimatblätter *3*, S. 53ff. Eisenstadt 1934.

FINK, J.: Das Quartär zwischen Wr. Neustädter Pforte u. Rechnitzer Schieferinsel. Erläuterungen zur geol. Karte Mattersburg-Deutschkreutz. S. 36—49. Wien 1957. (siehe KÜPPER H.)

— Leitlinien der quartärgeologischen u. pedologischen Entwicklung am südöstl. Alpenrand. Mitt. der Öst. Bodenkundl. Gesellschaft 1959, Heft 3. Wien 1959.

GERABEK, K.: Die Gewässer des Burgenlandes. Burgenl. Forschungen, H. 20, 61 S. Eisenstadt 1952.

HOFMANN, K., STÜRZENBAUM, J. u. INKEY, B. v.: Aufnahme der Rechnitzer Schieferinsel. Verh. der geol. Reichsanst. 1878, S. 16—18. Wien 1878.

— Die Basaltgesteine des südl. Bakony. Mitt. aus dem Jahrbuch der ungar. geol. Anst. *3*, 4. H., 235 S. Budapest 1874.

HOLZER, H.: Die Vorkommen von Erzen, Steinen u. Erden im Burgenland. Burgenl. Heimatbl. *22*, H. 4, S. 161—166. Eisenstadt 1960.

INKEY, B. v.: Ket magyaroni Doleritrol. Földtani Közlöny *8*, S. 223—236. Budapest 1878.

— Über zwei ungar. Dolerit-Vorkommen (Referat über die vorher zitierte Arbeit). Verh. der geol. Reichsanst. 1879, S. 78. Wien 1879.

JANOSCHEK, R.: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. Mitt. der Geol. Ges. Wien *24*, S. 38—133. Wien 1931.

— Zur Geologie des Brennberger Hügellandes. Anz. Akad. Wiss. V *69*, 1932. S. 2—4, Wien 1932.

JUGOVICS, L. v.: Geol. u. petrogr. Verhältnisse des Borostyanköer Gebirges. Jahresber. der Ungar. geol. Reichsanst. f. 1916. Budapest 1916.

— Die Basalte des Pauliberges. Chemie der Erde *12*, 1939/40.

KAPOUNEK, J.: Geol. Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt. Jahrb. der geol. Bundesanst. (=Zweigstelle Wien der Reichsstelle f. Bodenforschung) 1938, *88*, S. 49—102. Wien 1939.

KÜMEL, F.: Sieggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge. Min. u. petr. Mitt. *47*, S. 141—184. Wien 1935.

— Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland. Jahrb. der geol. Bundesanst. 1936, *86*, S. 203—235. Wien 1936.

— Aufnahmsberichte über Bl. Ödenburg. Verh. der geol. Bundesanst. 1936, S. 58; 1937, S. 76; 1938, S. 78, Wien 1936—1938.

— Das Hafnerhandwerk von Stoob. Verh. der geol. Bundesanst. (=Verh. der Zweigstelle Wien der Reichst. f. Bodenforschung) 1939, S. 209—215. Wien 1939.

— Über Untersuchungen entlang der burgenl. Nord-Südstraße. Verh. der geol. Bundesanst. 1952, S. 57—59; 1953, S. 77—79. Wien 1952/53.

— Der Auftakt zur geol. Erforschung des Burgenlandes. Burgenl. Heimatbl. *16*, S. 150—159. Eisenstadt 1954.

KÜPPER, H. (mit Beiträgen von A. PAPP u. E. J. ZIRKL): Zur Kenntnis des Alpenabbruchs am Westrand des Wiener Beckens. Jahrb. der geol. Bundesanst. *94*, S. 41—90. Wien 1951.

KÜPPER, H., (Redaktion), KÜMEL F. † und Mitarbeiter: FINK J., LECHNER K., RUTTNER A.: Erläuterungen zur geolog. Karte Mattersburg—Deutschkreutz 1:50.000; Wien, Verlag d. geolog. Bundesanst. 1957 (und Karte).

LOCZY, L. v.: Die geol. Formationen der Balatongegend *1*, 1. Teil, 1. Sektion, in: Resultate der wiss. Erforschung des Balatonsees, Wien, Hölzl 1916, S. 1—711.

MAYER, R.: Morphologie des mittleren Burgenlandes. Denkschr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl. *102*. Wien 1929.

PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstl. Sporns der Zentralalpen. Verh. geol. B. A. Wien 1960.
Rechnitzer Schieferinsel. Mitt. der Geol. Ges. Wien.

PAPP, A.: Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. Mitt. der Geol. Ges. Wien *44*, S. 85—222. Wien 1951.

— Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. Mitt. der Geol. Ges. Wien *45*, S. 1—112. Wien 1952.

PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der österr. Teilstaaten. *1*, VI: Braunkohlenlager der österr. Alpen. Berg- u. hüttenm. Jahrbuch, Wien 1924, S. 145—211.

— Vulkanische Tuffe im Jungtertiär der Ostalpen. Verh. der geol. Bundesanst. 1955, S. 232ff.

ROTH v. TELEGD, K.: Erläuterungen zur geol. Karte von Eisenstadt (Kismarton). Budapest 1905.

SAUERZOPF, F.: Das Werden des Neusiedler Sees. Burgenländ. Heimatbl. *18*, H. 1. Eisenstadt 1956.

— Probleme und Projekte am Neusiedler See. Burgenl. Heimatbl. *18*, Heft 4, S. 148—154. Eisenstadt 1956.

SCHMIDT, E. R.: Die Eruptivgebiete bei Felsöpulya (Oberpullendorf) u. Palhegy (Pauliberg). Acta Litterarum ac Scientiarum Regiae Univ. Hungar. Francisco-Josephinae: Sectio Chemica, Mineral. et Phys. *1*, fasc. 2, S. 148—156. Szeged 1929.

SCHOKLITSCH, K.: Untersuchungen an quartären Lehmen im Mur- u. Raabbereich. Anz. öst. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Wien, Kl. 1960, Nr. 9.

SZADECZKY-KARDOSS, E. v.: Geologie der rumpfungarländ. Kleinen Tiefebene. Mitt. der berg- u. hüttenm. Abt. der Hochschule Sopron (Ödenburg) X/2, 1938.

TAUBER, A. F.: Grundzüge der Geologie vom Burgenland (Burgenl. Landeskunde). Österr. Bundesverlag. Wien 1951, S. 39—85.

— Grundzüge der Tektonik des Neusiedlersee-Gebietes. Burgenl. Landesmuseum: Wissensch. Arbeiten aus dem Burgenland. *23*, 1959, S. 26—31.

— Geol. Stratigraphie und Geschichte des Neusiedlersee-Gebietes. Wissensch. Arbeiten aus dem Burgenland, Eisenstadt 1959, S. 18—24.

— Zur Oberflächengeologie des Seewinkels. Wissensch. Arbeiten aus dem Burgenland, Eisenstadt 1959, S. 24—26.

— Hydrogeologie u. Hydrochemie der Parndorfer Heideplatte. Burgenl. Heimatbl. *21*, S. 7—22. Eisenstadt 1959.

— Der Braunkohlenbergbau Bubendorf. Burgenl. Heimatbl. *21*, H. 4, S. 243—255. Eisenstadt 1959.

THENIUS, E. u. TAUBER, A. F.: Ein Geweihrest aus dem Pannon des Burgenlandes. Burgenl. Heimatbl. *18*, S. 145—148. Eisenstadt 1956.

TOLLMANN, A.: Jahresbericht f. 1956 (Lutzmannsburg). Verh. der Geol. Bundesanst. 1957/1. S. 85/86. Wien.

TOPERCZER, M.: Geophysikal. Untersuchung des Pauliberges bei Landsee. Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl. II A, *156*. Wien 1947,

Ungarn. Geol. Übersichtskarte 1:300.000. Magyar Allami Földtani Intezet. Budapest 1956.

Ungarische geol. Reichsanst.: Geol. Karte von Ungarn 1:440.000, Bl. Sopron (Ödenburg). Budapest ca. 1878.

VENDL, M.: Geol. Umgeb. v. Sopron. Sedimentgesteine des Neogen und des Quartärs. Erdeszeti kiserletek *32*, 1930. 175 S.

— Geologie der Umgebung von Sopron (Ödenburg) I: Kristalline Schiefer. Mitt. der berg- u. hüttenm. Abt. der Hochsch. f. Berg- u. Forstwesen, Sopron 1929, S. 225—291.

— Daten zur Geologie von Brennberg u. Sopron (Ödenburg). Mitt. der berg- u. hüttenm. Abt. der Hochschule f. Berg- u. Forstwesen V/2. Sopron 1933. S. 1—27.

VITALIS, I.: Die Basalte der Balatongegend. Resultate der wissensch. Erforschung des Balatonsees *1*, 1. Teil. Min. u. Petr. Anh. 169, S. 1911.

WICHE, K.: Die Oberflächenformen des Burgenlandes. „Burgenland", S. 98—136. Wien, Öst. Bundesverlag 1951.

WIEDEN, P.: Tonlagerstätte im Gemeindewald bei Stoob. Burgenl. Heimatblätter, Eisenstadt. u. Min. petr. Mitt., 3. Folge, *7*, 1961.

WIEDEN, P. u. SCHMIDT, Walter J.: Der Illit von Fehring. Tschermak's Min. u. petr. Mitt., 3. Folge, *5*, S. 284—302. Wien 1956.

WIESENEDER, H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes I: Umgebung von Aspang-Kirchschlag. Min. u. petr. Mitt. *42*, S. 136—181.

WINKLER-HERMADEN, A.: Basalt am Pauliberg bei Landsee. Verh. der GBA 1913.
— Die tertiären Eruptiva am Ostrande der Alpen. Zeitschr. f. Vulkanologie 1914/15, S. 167ff.
— Über Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Kl., Abt. I, *132*, 9. u. 10. H., S. 343—430. Wien 1924.
— Führer zur geol. Exkursion in das südl. Wiener Becken. Erläut. zu den Exkursionen der Tagung der DGG. Ztsch. d. D. geol. Ges. Berlin, 1928.
— Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. Centralbl. f. Min. etc. 1928, Abt. B, S. 65—76, 161—251, 307—320. Stuttgart 1928.
— Über Probleme ostalpiner Geomorphologie. Mitt. der Geogr. Ges. Wien, *72*, 1929, S. 139ff.
— Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung. Jahrb. der Geol. Bundesanst. *83*, S. 233—274. Wien 1933.
— Aufschüttung, Abtragung und Landformung am Ostrand der Alpen. Anz. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Kl. *70*, S. 84—92. Wien 1933.
— Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen. In F. X. Schaffer: „Geologie d. Ostmark". F. Deuticke, Wien 1943.
— Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. In: Geologie v. Österr., herausg. v. F. X. Schaffer, S. 414—524. F. Deuticke, Wien 1951.
— Zum Entstehungsproblem und zur Altersfrage der ostalpinen Oberflächenformen. Mitt. der geogr. Ges. Wien, *92*, H. 7—9, S. 171—190. Wien 1950.
— Jungtertiäre Formengemeinschaften im Rahmen des tektonisch-morphol. Entwicklungsganges der östlichen Alpen. Mitt. der geogr. Ges. in Wien *99*, H. 2/3, S. 171—186. Wien 1952.
— Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum. Denkschr. österr. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Kl., Abt. I, *110*, Wien 1955, 180 S.
— Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien, Springer-Verl. 1957, 822 S.
— Über quartäre Massenbewegungen an den Hängen des Basaltplateaus des Stradener Kogels bei Bad Gleichenberg (610 m) und über die Verbreitung jungpliozäner und ältestquartärer Verwitterungs- und Aufschwemmungsböden mit silikatischen Roterden in der Südoststeiermark. Abh. dtsch. Akad. Wiss. Berlin. „Festschr. zum 70. Geburtstag von Ernst Kraus", Klasse III, H. 1. Berlin 1960.
WOLETZ, G.: Siehe in Küpper H. 1957.
WOLF, H.: Die Stadt Ödenburg u. ihre Umgebung. Jahrb. der geol. Reichsanst. Wien 1870.
ZIRKL, E.: Beitrag zur Kenntnis der Basaltvorkommen vom Pauliberg und Oberpullendorf. Burgenl. Heimatbl. *15*, S. 135—142. Eisenstadt 1953.